

1 (2) 2022

ISSN 2541-9641



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и
окружающая
среда

Том 2
№ 1
2022

Geology and
Environment

Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования
Год основания 2010 г.

Научный электронный журнал

Выходит четыре раза в год

Главный редактор: Примина С.П., канд. геол.-минерал. наук, профессор,
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Заместители главного редактора: Рассказов С.В., доктор геол.-минерал. наук, профессор
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сасим С.А., канд. геол.-минерал.
наук, Иркутский государственный университет, доцент, Иркутск, Россия

Ответственный секретарь: Коваленко С.Н., канд. геол.-минерал. наук, Иркутский
государственный университет, Иркутск, Россия

Редакционная коллегия: Акулова В.В., – кандидат геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Баженова О.И. – доктор геогр. наук, профессор, Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия; Бат Б. – доктор философии, профессор, Национальный университет Монголии, Улан-Батор, Монголия; Борняков С.А. – канд. геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Бычинский В.А. – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Горячев Н.А. – член-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, профессор, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия; Давыденко А.Ю. – доктор физ.-мат. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Дэмбэрэл С. – кандидат физ.-мат. наук, Институт астрономии и геофизики, Улан-Батор, Монголия; Исаев В.П. – доктор геол.-минерал. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск; Кононов Е.Е. – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия; Корольков А.Т. – доктор геол.-минерал. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Никишин А.М. – доктор геол.-минерал. наук, профессор, геологический факультет МГУ, Москва, Россия; Роговская Н.В. – кандидат геогр. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Саньков В.А. – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сие Чжэньхуа – доктор наук, профессор, Институт вулканов и минеральных источников Академии наук провинции Хэйлуцзян, Удаляньчи, Китай; Чувашова И.С. – кандидат геол.-минерал. наук, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия.

Адрес редакции:

664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3.

Тел.: (3952)243278.

Email: kaf-dinamgeol@mail.ru

Сайт: <http://geoenvir.ru>

Сетевое издание «Геология и окружающая среда»

Учредитель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»

Гл. редактор: С.П. Примина

Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере
связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Номер свидетельства о регистрации: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021 г.

ISSN: 2541-9641

12+

В журнале Геология и окружающая среда публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых ученых, преподавателей, аспирантов, магистров и бакалавров. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, материалы конференций, тематические обзоры и дается информация о событиях научной и учебной жизни по профилю издания

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала	5
МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ.....	7
<u>Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова, С.В. Снопков, С.В. Рассказов</u> Сигналы ртути подземных вод Култукского полигона во время подготовки и реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг.....	7
ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА	20
<u>В.П. Исаев, Т.Б. Ясинт</u> Компьютерное моделирование физико-химических процессов образования нефти.....	20
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ	26
<u>Ю. Аило, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова</u> Геохимические характеристики вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии как показатели источников деламинированной континентальной литосферы	26
ЛИТОЛОГИЯ	45
<u>С.В. Рассказов, А. Аль Хамуд, А. Хассан, Н.В. Кулагина, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Р.Ц. Будаев</u> Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье).....	45
<u>Т.А. Ясныгина, С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, Т.С. Филева, Е.В. Саранина, Й. Сунь</u> Литогеохимические характеристики высокосернистых лечебных грязей оз. Нуху-Нур (Иркутская область): сопоставление с лечебными грязями мира.....	84
<u>А. Аль Хамуд, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, А. Хассан</u> Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала	110
ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА	122
<u>Ч. Шойдонов, С.В. Рассказов</u> Подводные извержения вулканов в начале образования озер Байкал и Хубсугул.....	122
НЕОТЕКТОНИКА, ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	135
<u>С.Н. Коваленко, Ю.В. Акулова</u> Каменные глетчеры горного массива Мунку-Сардык	135
ИСТОРИЧЕСКИЕ ОБЗОРЫ	154
<u>С.В. Снопков, А.В. Хобта, И.А. Богданова</u> История открытия Ботогольского графитового месторождения. Мифы и факты.....	154
ЭКСПЕДИЦИИ	166
<u>С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.В. Серебряков, А.М. Афонькин, Е.Н. Иванов</u> Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2017 году.....	166
Правила для авторов	176

C O N T E N T S

From the editorial board of the journal	5
Environmental monitoring	7
<u>E.P. Chebykin, A.M. Piyasova, S.V. Snopkov, S.V. Rasskazov</u> Mercury signals of groundwater of the Kultuk area during the preparation and implementation of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021	7
Geology of oil and gas	20
<u>V.P. Isaev, Y.B. Tetiali</u> Computer modeling of physicochemical processes of oil formation	20
Mineralogy, petrology	26
<u>Yu. Ailo, S.V. Rasskazov T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova</u> Geochemical signatures of Cenozoic volcanic rocks from the Western Baikal region and Syria as indicators of sources in the delaminated continental lithosphere	26
Lithology	45
<u>S.V. Rasskazov, A. Al Hamud, A. Hassan, N.V. Kulagina, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, R.C. Budaev</u> Litho-geochemical and palynological indicators of the early Pliocene paleoclimate in lacustrine sediments from a Manzurka alluvium section (Predbaikal) .	45
<u>T.A. Yasnygina, S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, T.S. Fileva, E.V. Saranina, Yi-min Sun</u> Litho-geochemical signatures of high-sulfur therapeutic mud from Nuhu-Nur Lake (Irkutsk region): comparison with the therapeutic mud of the world	84
<u>A. Al Hamud, S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, A. Hassan</u> Comparative analysis of geochemical signatures for sources of Cenozoic sedimentary deposits laterally to South Baikal.....	110
Volcanism, the latest geodynamics	122
<u>Ch. Shoidonov, S.V. Rasskazov</u> Underwater volcanic eruptions at the beginning of formation Lakes Baikal and Khubsugul	122
Neotectonics, geomorphology	135
<u>S.N. Kovalenko, Yu.V. Akulova</u> Stone glaciers of the Munku-Sardyk mountain range.....	135
Historical overviews	154
<u>S.V. Snopkov, A.V. Khobta, I.A. Bogdanova</u> History of discovery of the Botogol graphite deposit. Myths and facts	154
Expedition	166
<u>S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, E.V. Serebryakov, A.M. Afonkin, E.N. Ivanov</u> Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2017	166
Rules for authors	176

От редколлегии журнала

В современные университетские образовательные стандарты в качестве важнейшей составляющей учебного процесса включены научные исследования с участием студентов. Чтобы квалификационные бакалаврские и магистерские исследования содержали новые факты и гипотезы, проводится научно-исследовательская практика, организуются молодежные конференции. Работы, выполненные со студенческим азартом, часто представляют интерес для всей геологической науки, но, к сожалению, так и остаются в забвении. Бумажная версия квалификационной бакалаврской и магистерской работы хранится на выпускающей кафедре 5 лет после окончания вуза студентом. Рационально все же закреплять основные достижения и выводы до выхода на защиту квалификационной работы в публикациях, уровень которых должен служить критерием для оценки квалификационной работы рецензентом и аттестационной комиссией.

Публикации студенческих и аспирантских работ в материалах специальных молодежных конференций и школ в России имеют приниженный статус и фактически не решают проблемы подготовки квалификационных работ. Прорваться с самостоятельной публикацией в журнал студенту не реально. Необходимо инициировать и поддерживать взаимодействие между преподавателями и студентами для выявления среди них способных к науке, для развития и закрепления понятий и подходов в организации и проведении научных исследований. Не секрет, что наука в России постарела. На научных конференциях часто присутствуют только пожилые научные работники и преподаватели. Система образования, развитая в западных университетах, позволяет организовывать форумы, в которых участвуют преимущественно аспиранты и студенты бакалаврской, магистерской подготовки. Генеральная ассамблея Европейского союза геологических наук (EGU) ежегодно собирает в Вене около 10-11 тыс. докладов, большинство из которых произносится молодыми людьми, начинающими свой путь в науке.

Издание журнала Геология и окружающая среда – эффективная форма создания условия для повышения качества подготовки специалистов высшей школы. Основное требование для опубликования научной статьи в журнале – авторство или соавторство студента, аспиранта или молодого научного сотрудника. В журнале публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, практические результаты и методические разработки молодых геологов и географов – научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Наряду с исследовательскими статьями, вводится раздел «События».

Исследования геологии и окружающей среды рассматриваются в настоящее время как приоритетные. В университетах разных стран созданы факультеты, имеющие конкретную тематическую направленность на изучение геологии окружающей среды. Издаются международные журналы *Environmental Earth Sciences* (Университет Питсбурга, штат Пенсильвания, США) и *Geology, Geophysics and Environment* (AGH Научно-технический университет им. Станислава Сташица, Краков, Польша). Журнал Геология и окружающая среда (*Geology and Environment*) ориентирован, прежде всего, на освещение вопросов, касающихся этой тематики в Байкало-Монгольском регионе и в сопредельных районах Азии.

Геологический факультет Иркутского госуниверситета как базовый для издания журнала Геология и окружающая среда многие годы проводит учебные, производные и научно-исследовательские практики в южной части Сибирской платформы и в сопредельном Хамардабанском террейне, который был аккретирован к краю платформы в раннем палеозое. Студентам демонстрируются разновозрастные комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород от раннеархейского до позднекайнозойского возраста, породы Слюдянского метаморфического субтеррейна, содержащего множество

уникальных минералов, карьеры и шахты месторождений угля и соли, молодые вулканы и минеральные источники. Непосредственно на обнажениях освещаются вопросы новейшей геодинамики и тектоники Байкальской рифтовой системы, в которой ярко проявился процесс континентального рифтогенеза, частично в сочетании с орогенезом. Демонстрируются сейсмодислокации, оставшиеся после сильных землетрясений. Проводится серия маршрутов по выходам венд-кембрийских пород, служащих в качестве вмещающей среды для газоконденсатных месторождений Сибирской платформы. Организуются наблюдения выходов нефти и газа из позднекайнозойского осадочного заполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

В рамках решения задач опубликования материалов квалификационных исследований, связанных с изданием журнала Геология и окружающая среда, редколлегия приглашает к сотрудничеству профессоров и преподавателей из университетов Байкало-Монгольского региона и из других российских и зарубежных организаций. В качестве одного из учредителей журнала выступает Китайско-Российский исследовательский центр Удальяньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде (сайт: <http://www.crust.irk.ru/crc/>). Издание осуществляется на русском языке.

ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СТАТЕЙ

- Региональная геология
- Полезные ископаемые
- Минералогия, петрология
- Геология нефти и газа
- Литология
- Вулканизм, новейшая геодинамика
- Неотектоника, геоморфология
- Гидрогеология, инженерная геология
- Экологическая геофизика
- Геоэкология
- Физическая и экономическая география
- Мониторинг окружающей среды
- Безопасность жизнедеятельности
- Ученые-первопроходцы
- Педагогическая практика
- Исторические обзоры
- Обзоры
- Экспедиции

Мониторинг окружающей среды

УДК 549.291.1(571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7>

Сигналы ртути подземных вод Култукского полигона во время подготовки и реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг.

Е.П. Чебыкин^{1,2}, А.М. Ильясова¹, С.В. Снопков³, С.В. Рассказов^{1,3}¹ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*² *Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия*³ *Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

Аннотация. При 5-летнем мониторинге подземных вод Култукского полигона установлены длиннопериодные (около 2.5 лет) и короткопериодные (месяцы) вариации концентрации ртути. Длиннопериодные вариации связаны с подготовкой и реализацией Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации, короткопериодные – непосредственно с землетрясениями. Концентрация ртути в подземных водах была низкой в 2015 г., когда сейсмогенные деформации развивались в условиях сжатия коры, и в целом возрастала к 2020–2021 гг., когда сейсмогенные деформации реализовались в условиях растяжения. Ход сейсмического процесса отразился в последовательной смене соотношений концентрации ртути и окислительно-восстановительного потенциала подземных вод. Предполагается, что аномальное поведение ртути при сейсмической активности может быть одной из причин повышения ее концентрации в осадочных слоях второй половины 18 века – настоящего времени.

Ключевые слова: Байкал, землетрясения, предвестники землетрясений, подземные воды, гидрогеохимический мониторинг, ртуть

Mercury signals of groundwater of the Kultuk area during the preparation and implementation of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021

E.P. Chebykin^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, S.V. Snopkov³, S.V. Rasskazov^{1,3}¹ *Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*² *Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia*³ *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. From 5-year monitoring of groundwater in the Kultuk area, long-period (about 2.5 years) and short-period (months) variations in mercury concentration have been established. Long-period variations are associated with the preparation and implementation of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation; short-period ones – directly with earthquakes. Mercury concentrations was low in groundwater in 2015, when seismogenic deformations developed in a state of crustal compression, and generally increased to 2020–2021, when seismogenic deformations occurred under extension. The course of the seismic process was reflected in a successive change in mercury/redox potential relationship in groundwater. It is proposed that the anomalous behavior of mercury during seismic activity resulted in increasing its concentration in the sedimentary layers of the second half of the 18th century through the present.

Keywords: Baikal, earthquakes, precursors of earthquakes, groundwater, hydrogeochemical monitoring, mercury.

Введение

Ртуть – токсичный металл, распределение которого в окружающей среде недостаточно изучено. Половина всех выбросов ртути в атмосферу связывается с деятельностью вулканов, другая половина – с деятельностью человека. Это соотношение обосновывается данными о содержании в 1 кубическом дециметре льда около 4 нг ртути до 1850 г. Более позднее повышение концентрации ртути во льду интерпретируется как результат индустриальной революции. Между тем, деятельность вулканов Земли усилилась несколько раньше. Самое сильное историческое извержение вулкана Тамбора произошло в 1815 г. Вулканические выбросы отражаются в глобальной аэрозольной оптической глубине (AOD, aerosol optical depth). Этот параметр характеризует прозрачность стратосферы для солнечной радиации, выраженную через значения скорости площадного накопления сульфата 10.5 кг/км^2 . Имеется хорошее соответствие между 16 извержениями и похолоданиями во временном интервале 1630–1850 лет и фактически получено относительное снижение AOD (Crowley et al., 2008). Следовательно, бытующее предположение об увеличении поступления ртути за счет усиления вулканической деятельности не подтверждается.

Кроме вулканизма, могут действовать другие природные факторы, способствующие возрастанию содержания ртути в атмосфере. Ртуть извлекается из горных пород при землетрясениях. Например, через 1.2 дня после главного удара Душанбинского землетрясения, произошедшего 29 сентября 1981 г., на расстоянии 20 км от эпицентра концентрация газообразной ртути (Hg_{gas}) возросла на 400 отн. % (Varshal et al., 1981). Выделение Hg_{gas} рассматривается как один из прогностических признаков землетрясений (Cicerone et al., 2009). Зарегистрированная эмиссия ртути свидетельствовала об аномальном поведении этого металла в сейсмогенерирующих разломах. Оказалось, что при землетрясении ртуть не только выделяется в виде газа (gas) (Hg_{gas}), но и фиксируется в подземных водах (groundwater) (Hg_{gw}) (Коваль и др., 2003).

Для обоснования прогноза сильных землетрясений в Южно-Байкальской впадине в 2012 г. был организован Култукский полигон гидрогеохимического мониторинга. Выбраны шесть станций, на которых регулярно определяются концентрации 72 химических элементов и изотопные отношения урана. В качестве предвестников исследуются меняющиеся при землетрясениях гидрогеохимические параметры. Их прогностическая информативность неравнозначна, поскольку причины временных вариаций компонентов остаются неопределенными, даже если они меняются перед и во время землетрясения. Измеряемый параметр на станции мониторинга может измениться при одном землетрясении, но остаться неизменным – при другом. На разных станциях полигона гидрохимические параметры меняются различным образом. Чтобы сделать прогноз землетрясений реальным, мы обосновываем прогностическую информативность каждого меняющегося компонента подземных вод с определением его связи с другими меняющимися гидрогеохимическими параметрами, зависящими от сейсмогенных деформаций.

Цель настоящей работы – представить первые результаты мониторинга Hg_{gw} , полученные на Култукском полигоне за пять лет (до и во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг.), и дать предварительную интерпретацию характера временных изменений полученных гидрогеохимических сигналов.

Подходы к мониторингу и методика аналитических исследований подземных вод

Состав подземных вод и изотопные отношения урана определялись методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра Agilent 7500se. Пробы отбирались в среднем через 2 недели. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг. частота опробования составляла 3–4 дня. Проба 2 мл пропускалась через фильтр 0.45 мкм, фиксировалась капелькой азотной кислоты и шла на измерение элементов. Отношение изотопов урана проводилось отдельно после выделения урана на ионно-обменной колонке. Подробные характеристики используемых методик анализа воды и станций Култукского сейсмопрогностического полигона

приведены в работах (Рассказов и др., 2015; Чебыкин и др., 2015).

Для сейсмопрогностических целей показателен мониторинговый ряд данных по подземным водам ст. 27. Сейсмическим стадиям соответствуют тренды последовательного изменения отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8) и активности ^{234}U (А4) с выходом на экстремальные значения, соответствующие сейсмическим событиям. Значения того и/или другого параметра последовательно возрастают вследствие раскрытия микротрещин (растяжения коры), усиливающего эффект перехода атомов отдачи ^{234}U в циркулирующие подземные воды, и снижаются вследствие закрытия микротрещин (сжатия коры), препятствующего этому эффекту (Rasskazov et al., 2020, 2021) (рис. 1).

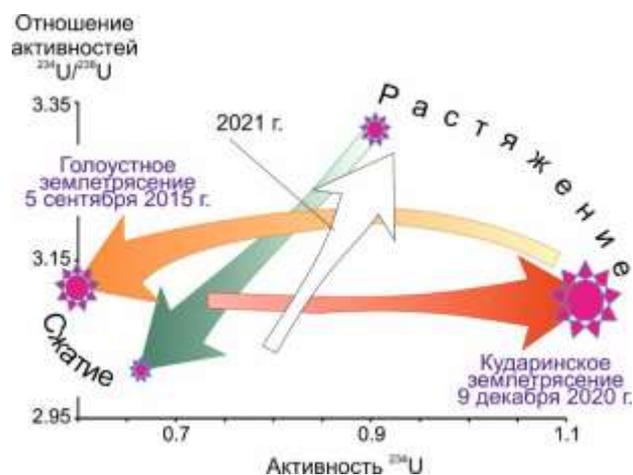


Рис. 1. Реконструкция полного сейсмогеодинамического цикла сжатия и растяжения коры по результатам мониторинга ст. 27 Култукского полигона. Сейсмическим стадиям соответствуют тренды последовательного изменения ОА4/8 и А4 в подземных водах с выходом на экстремальные значения, соответствующие сильным сейсмическим событиям. Слабые неопасные землетрясения 2013–2014 гг. (зеленый уровень) сменялись нарастанием опасности желто-оранжевого уровня в 2015 г. и красным уровнем опасности в конце 2020 – начале 2021 гг.

Fig. 1. Reconstruction of the complete seismogeodynamic cycle of compression and extension of the crust based on monitoring results of st. 27 in the Kultuk area. Seismic stages correspond to trends of consistent change in activity ratio (AR) 4/8 and activity (A) 4 in groundwater with access to extreme values corresponding to strong seismic events. Weak non-dangerous earthquakes of 2013–2014 (green level) were followed with an increase in danger of a yellow-

orange level in 2015 and with a red one in late 2020 – early 2021.

По рядам наблюдений изотопов урана в Южно-Байкальской впадине реконструируется полный сейсмогеодинамический цикл сжатия и растяжения коры, дающий представление о пульсационном развитии сейсмогенных деформаций Байкальской сейсмической зоны как упорядоченного во времени процесса. Выделяются стадии подготовки сильных землетрясений (А, В, С, D) и их реализации (Е), которые согласуются с деформационными этапами, обозначенными по результатам гидрогеохимического мониторинга на Култукском сейсмопрогностическом полигоне.

В подземных водах полигона измеряется широкий диапазон концентраций ртути от значений ниже предела обнаружения (около 0.01 мкг/дм^3) до 0.12 мкг/дм^3 . Поскольку ртуть является переходным химическим элементом, для ее регистрации важно измерение относительных вариаций окислительно-восстановительного потенциала. Обычно в гидрогеохимических расчетах используются значения этого параметра относительно водорода (Eh). В настоящей работе расчетов не приводится. Для качественной оценки изменений окислительно-восстановительно-го потенциала (Eh') даются результаты измерений, полученные в условных единицах на приборе 'Hanna'. Для гидрогеохимических расчетов поправка к нулевому значению Eh, соответствующему водороду, составит, приблизительно, +200 mV.

Байкало-Хубсугульская активизация 2020–2021 гг. в контексте сейсмичности Южно-Байкальской впадины

На стадиях А–С, длившихся с 8 января 2013 г. до 29 августа 2016 г., в интервале Голоустно-Котовской сейсмической активизации (13.01.2015–29.08.2016 гг., стадия С), 5 сентября 2015 г. реализовался главный удар Голоустного землетрясения умеренной силы ($K=12.4$). Во временном интервале 14.12.2016–10.11.2017 гг. эпицентры слабых землетрясений выстроились в Голоустно-Муринскую линию, обозначив начало стадии D (рис. 2).



Рис. 2. Распределение сильных землетрясений на Южном Байкале в 2020 г. в сопоставлении с предшествовавшими сейсмическими событиями 2015–2017 гг. Сейсмическая активность, мигрировавшая в 2015–2017 гг. вдоль линии Голоустное–Мурино, сменилась сейсмическим затишьем, продолжавшимся с 10 ноября 2017 г. до 6 июля 2020 г. Землетрясение с энергетическим классом $K=12.3$ произошло на юго-западном окончании этой линии. Затем последовали более сильные сейсмические события. По землетрясениям приводятся данные Байкальского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» (<http://www.seis-bykl.ru>).

Fig. 2. Distribution of strong earthquakes in South Baikal in 2020 in comparison with the previous seismic events of 2015–2017. Seismic activity, migrated in 2015–2017 along the Goloustnoye–Murino line, was followed with a seismic lull that lasted from November 10, 2017 to July 6, 2020. An earthquake with an energy class $K = 12.3$ occurred at the southwestern end of this line. Afterwards, stronger seismic events happened. For earthquakes, data are given after Baikal branch of the “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences” (<http://www.seis-bykl.ru>).

Байкальско-Хубсугульская сейсмическая активизация 2020–2021 гг. началась после длительного (более 2.5 лет) сейсмического затишья на Южном Байкале с ощутимого сейсмического толчка ($K=12.3$), произошедшего 06 июля 2020 г. на западном окончании Голоустно-Муриной эпицентральной линии. Затем, в ночь с 21 на 22 сентября 2020 г., в районе пос. Быстрое (Главный Саянский разлом) случилось сильное сдвоенное землетрясение ($K=14.5$ и 13.1), запустившее сейсмическую нестабильность во всей Южно-Байкальской впадине и отозвавшееся сильными Кударинскими землетрясениями 09 и 10 декабря 2020 г. ($K=13.9$ и 12.6). За этими толчками, 12 января 2021 г., последовало сильное Хубсугульское землетрясение ($K=15.7$), сменившееся продолжительной афтершоковой активностью.

Результаты мониторинга ртути

В полученных рядах данных гидрогеохимического мониторинга концентрация Hg_{gw} на разных станциях различается более чем на порядок. Для сейсмопрогностических целей наиболее показателен мониторинговый ряд ртути в подземных водах ст. 8 – Чертова гора (рис. 3а).

На стадии D, в 2017 г. – первой половине 2019 г., на ст. 8 обозначаются длиннопериодные (годы) вариации Hg_{gw} . С переходом к стадии E (т. е. с началом Байкальско-Хубсугульской сейсмической активизации) вариации сменяются на короткопериодные (месяцы и недели) на фоне возрастания концентрации Hg_{gw} , подобной интервалу 2017–2019 гг. Байкало-Хубсугульская активизация образует самостоятельный интервал длиннопериодного возрастания и снижения концентрации Hg_{gw} .

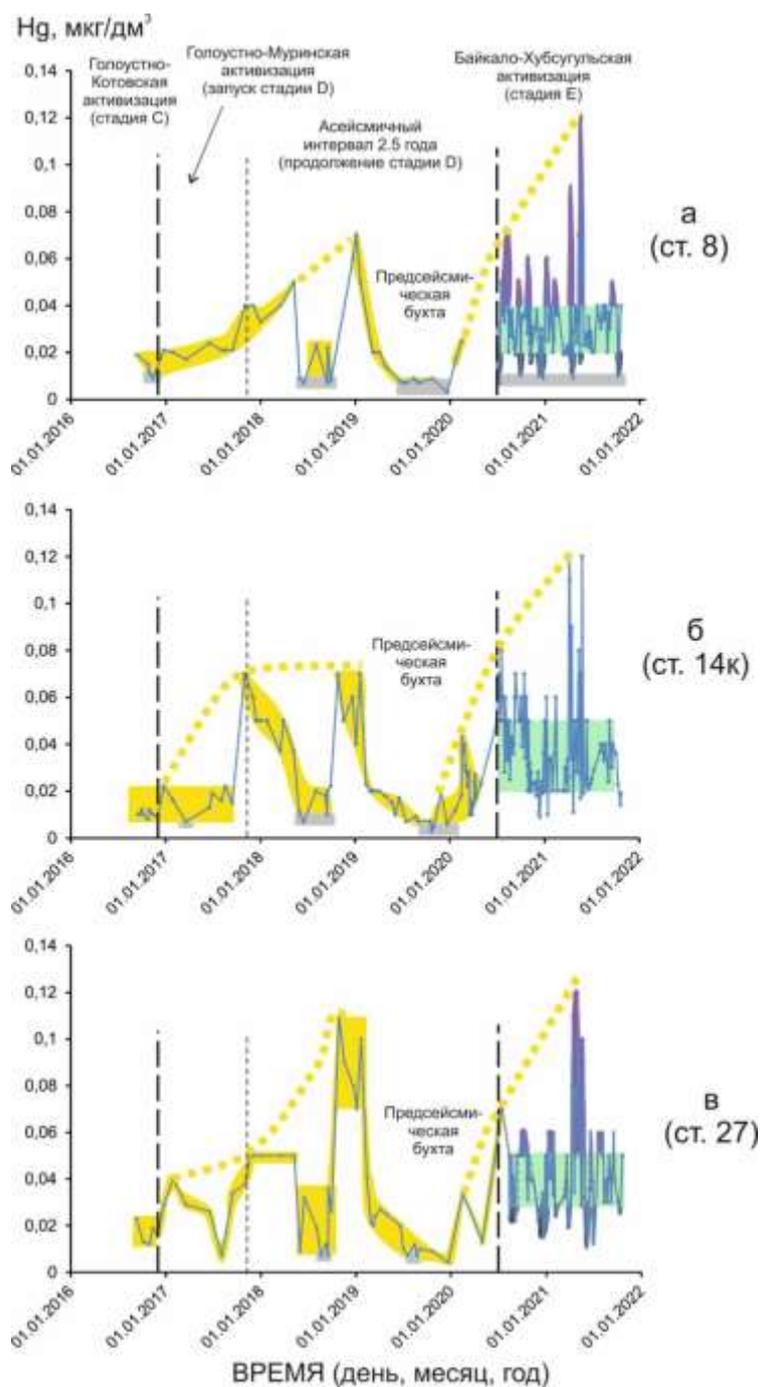


Рис. 3. Два временных интервала длительного возрастания и снижения концентрации Hg в подземных водах ст. 8 (а), 14к (б) и 27 (в) Култукского полигона. Первый интервал охватывает около 2.5 лет (2017 г. – первая половина 2019 г.), второй – не менее 2 лет (вторая половина 2019 г. – настоящее время). Рубежи стадий С, D и E полного сейсмогеодинамического цикла центральной части Байкальской рифтовой системы обозначены по работам (Rasskazov et al., 2020, 2021).

Fig. 3. Two time intervals for a long increase and decrease in the Hg concentration in groundwater of stations 8 (a), 14k (b), and 27 (c) of the Kultuk area. The first interval covers about 2.5 years (2017 – the first half of 2019), the second one – at least 2 years (the second half of 2019 through the present). Milestones of stages C, D, and E in the complete seismogeodynamic cycle of the central part in the Baikal Rift System are shown after (Rasskazov et al., 2020, 2021).

В интервале с 10 сентября 2016 г. до 9 мая 2018 г. наблюдается постепенный рост концентрации Hg_{gw} от значений ниже предела обнаружения (<0.009 мкг/дм³) до 0.05 мкг/дм³. В интервале с 30 мая по 28 сентября 2018 г. наблюдается снижение концентрации ртути ниже предела обнаружения. С 22 декабря 2018 г. до 20 января 2019 г. значение концентрации Hg_{gw} находится на максимуме и затем, к 20 июня, постепенно снижается до значений ниже предела обнаружения. Интервал низкой концентрации Hg_{gw} продолжается до 21 декабря 2019 г., начинает расти 22 января 2020 г. и в дальнейшем выходит на эпизодические максимумы, характерные для Байкало-Хубсугульской активизации. Бухтообразное падение концентрации ртути, продолжавшееся на протяжении 6 месяцев, может рассматриваться как предсейсмическое.

Во время Байкало-Хубсугульской активизации в подземных водах ст. 8 различается интервал преобладающей концентрации Hg_{gw} (0.02–0.04 мкг/дм³) и отклонения от этого интервала с относительным возрастанием и снижением концентрации.

Начало активизации обозначено низкой концентрацией Hg_{gw} (0.007 мкг/дм³) в пробе, отобранной 8 июля 2020 г., т. е. через 2 дня после землетрясения, произошедшего 6 июля в Голоустно-Муринской эпицентральной линии. Затем концентрация Hg_{gw} превысила преобладающие значения 15 июля и 8 августа вышла на максимум (0.07 мкг/дм³), а 12 августа вновь оказалась на минимуме (<0.02 мкг/дм³). После выхода на преобладающие значения пробы 22 и 28 сентября показали минимум (<0.01 мкг/дм³), который соответствовал проявлению Быстринского землетрясения (21 сентября). К 26 октября был достигнут максимум концентрации Hg_{gw} (0.06 мкг/дм³), после которого повторилось длительное понижение концентрации Hg_{gw} с выходом на преобладающие значения 04.11.2020–24.12.2020, подобное такому же характеру вариаций в интервале 12.08.2020–28.09.2020.

Низкая концентрация Hg_{gw} (<0.01 мкг/дм³) определялась в пробах 10, 13, 20 и 24 декабря. Начало этого ряда совпало со сдвоенным Кударинским землетрясением 9 и 10 декабря 2020 г. Концентрация Hg_{gw} превысила

преобладающие значения 1 января 2021 г. с достижением максимума (0.06 мкг/дм³) 10 января, перед Хубсугульским землетрясением, которое случилось 12 января. В пробе, отобранной в день землетрясения и в последующих пробах до 24 января, концентрация Hg_{gw} (0.025–0.04 мкг/дм³) находилась в интервале преобладающих значений и упала до значения ниже предела обнаружения (<0.02 мкг/дм³) 30 января.

Максимум 0.05 мкг/дм³ фиксируется 7 февраля. С 12 марта до 5 апреля поддерживается относительно низкая концентрация Hg_{gw} (<0.019 мкг/дм³) с резким переходом к максимуму (0.09 мкг/дм³) 8 апреля. Этот и еще два высоких максимума Hg_{gw} (до 0.12 мкг/дм³) воспроизводятся до 28 мая 2021 г., как существенные отклики, сопровождающие афтершоки Хубсугульского землетрясения. На фоне преобладающих значений намечается переход от максимума Hg_{gw} 17 сентября к минимуму Hg_{gw} 10 октября 2021 г. В настоящее время афтершоки продолжают.

Подобные временные вариации концентрации ртути наблюдаются в подземных водах на ст. 14к и 27 (рис. 3б,в).

Сопоставление временных рядов Hg и A4

Под действием гравитационных сил верхняя часть коры испытывает всестороннее сжатие, на фоне которого проявляются импульсы растяжения. Поскольку максимумы и минимумы A4 подземных вод обозначают, соответственно, условия закрытия и раскрытия микротрещин, в сравнительном анализе временных рядов Hg и A4 поведение Hg_{gw} и Hg_{gas} представляется в терминах временного соотношения сжатия и растяжения коры (рис. 4).

Голоустное землетрясение 05 сентября 2015 г. произошло на фоне усиления сжатия коры, достигшего экстремального состояния 29 ноября 2015 г. Затем, 02 декабря 2015 г., фиксируется максимум A4, обозначающий растяжение. Менее выразительное сжатие зарегистрировано ровно через год (10 сентября – 29 ноября 2016 г.), во время которого измерена минимальная концентрация Hg_{gw} . При отсутствии заметного растяжения коры

концентрация ртути в подземных водах была минимальной.

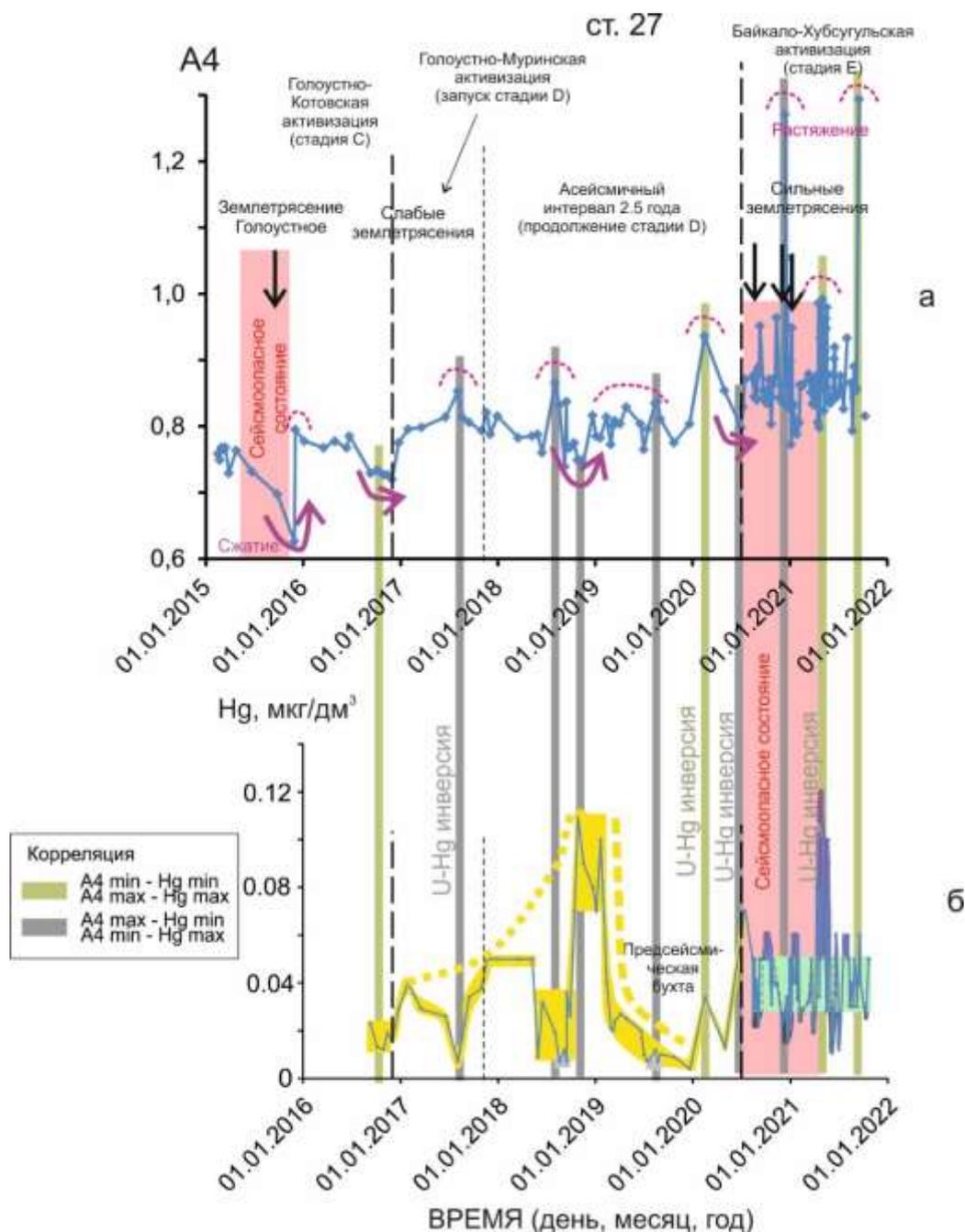


Рис. 4. Смена сейсмогенной обстановки сжатия 2015 г. сейсмогенной обстановкой растяжения 2020–2021 гг. по максимумам и минимумам A4 (а) и сигналы максимумов и минимумов Hg_{gw} (б) во временных рядах ст. 27.

Fig. 4. Change of the seismogenic state of compression in 2015 by the seismogenic one of extension in 2020–2021 at the highs and lows of A4 (a) and signals of highs and lows of Hg_{gw} (b) in time series of st. 27.

Переход к растяжению сопровождался U–Hg инверсией, в результате которой во время локального максимума растяжения 03 августа 2017 г. определен локальный минимум концентрации Hg_{gw} . В дальнейшем, до

августа-сентября 2019 г., установился режим чередования импульсов растяжения с минимальным Hg_{gw} с эпизодами относительного усиления сжатия коры, сопровождавшимися возрастанием Hg_{gw} . Концентрация ртути в

2017–2019 гг. в подземных водах в целом возрасла, но при импульсах растяжения коры концентрация Hg_{gw} снижалась вследствие выделения ртути в виде эманаций (Hg_{gas}). Слабое растяжение с 22 декабря 2018 г. до 21 октября 2019 г. привело к минимальной концентрации Hg_{gw} в виде предсейсмической бухты.

Локальные максимумы А4 и Hg_{gw} 15 февраля 2020 г. свидетельствуют об U–Hg инверсии, которая свидетельствует о начавшихся предсейсмогенных деформационных изменениях в коре. При импульсе растяжения проявился максимум растворенной ртути.

Первое сейсмическое событие Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 06 июля 2020 г. соответствовало переходу к прежнему режиму поведения ртути. Усиление сжатия вызвало снижение концентрации Hg_{gw} вследствие выделения Hg_{gas} . Этот режим был в целом свойствен временному интервалу проявления сильных (Быстринского, Кударинского и Хубсугульского) землетрясений. Резкий локальный максимум А4, проявившийся 13 декабря 2020 г. (через 3 дня после Кударинского землетрясения), соответствовал минимуму Hg_{gw} . Ртуть удалялась посредством эмиссии.

Следующий существенный максимум А4 02 мая – 08 мая 2021 г. реализовался в наиболее значительной концентрации Hg_{gw} . Это соотношение показало U–Hg инверсию, которая свидетельствовала о перестройке сейсмогенерирующих деформаций.

Сопоставление временных рядов Hg и Eh'

Начальное событие Байкало-Хубсугульской активизации (6 июля 2020 г.) соответствует на ст. 8 минимуму Hg_{gw} . Значение Eh' в это время не определялось. Следующему минимуму Hg_{gw} 12 августа соответствовало положительное значение Eh' (74 mV) без признаков землетрясения. Минимум Hg_{gw} 22 сентября сопровождался отрицательным значением Eh' (–44 mV) и характеризовал отклик на Быстринское землетрясение. Подобные отклики получены 4 и 5 ноября (Eh' от –9 до –20). Хотя минимум Hg_{gw} проявился и при Кударинском землетрясении, Eh' заметно возросло (от 20 mV 10 декабря до 147 mV 24 декабря). Максимуму Hg_{gw}

Хубсугульского землетрясения и афтершоков соответствовали повышенные значения Eh'. С июня 2021 г., на фоне преобладающих значений концентрации Hg_{gw} , зарегистрировано 3 эпизода отрицательных значений Eh'. Совпадение последнего эпизода 10 октября с минимумом Hg_{gw} воспроизвело ситуацию Быстринского землетрясения, тогда как предшествующее совпадение максимума Hg_{gw} с положительным значением Eh' отвечало постоянно предшествующей афтершоковой активности (рис. 5).

Обсуждение

Ртуть – переходный химический элемент

В водах с окислительно-восстановительным потенциалом $Eh > 0.5$ (приведенным к водороду), преобладает двухвалентная ртуть (в виде Hg^{+2} или CH_3Hg^+). Катионы ртути Hg^{2+} образуют устойчивые комплексные соединения с различными органическими и неорганическими лигандами. Особую роль играют комплексы неорганических солей ртути с природными гумусовыми веществами, в частности с гумусово- и фульвокислотами (Янин, 2020). В природных водах ртуть может связываться с твердыми взвешенными частицами размером менее 0.45 мкм. Доля такой связанной ртути в 10 тыс. раз больше, чем растворенной ртути. Для выяснения поведения ртути нужны специальные исследования.

Сейсмогенные деформации в активном разломе приводят к высвобождению ртути. Можно предположить, что зона активного разлома перед и во время землетрясения становится проницаемой для флюидов. При Култукском землетрясении 2008 г. в скважинах и колодцах пос. Култук ощущался сильный запах сероводорода, который мог образоваться в результате воздействия газов-восстановителей (водород, углеводороды, H_2S) на сульфаты и сульфиды. Воздействие водорода могло способствовать переходу ртути из нерастворимой в воде связанной формы HgS в растворимую восстановленную форму CH_3Hg^+ и газообразную ртуть $Hg(0)$. При землетрясении концентрация ртути в подземных водах может возрасти одновременно с эманацией ртути, которая становится частью потока восстановленных газов. Преобладающая эманация Hg_{gas} может сопровождаться падением Hg_{gw} .

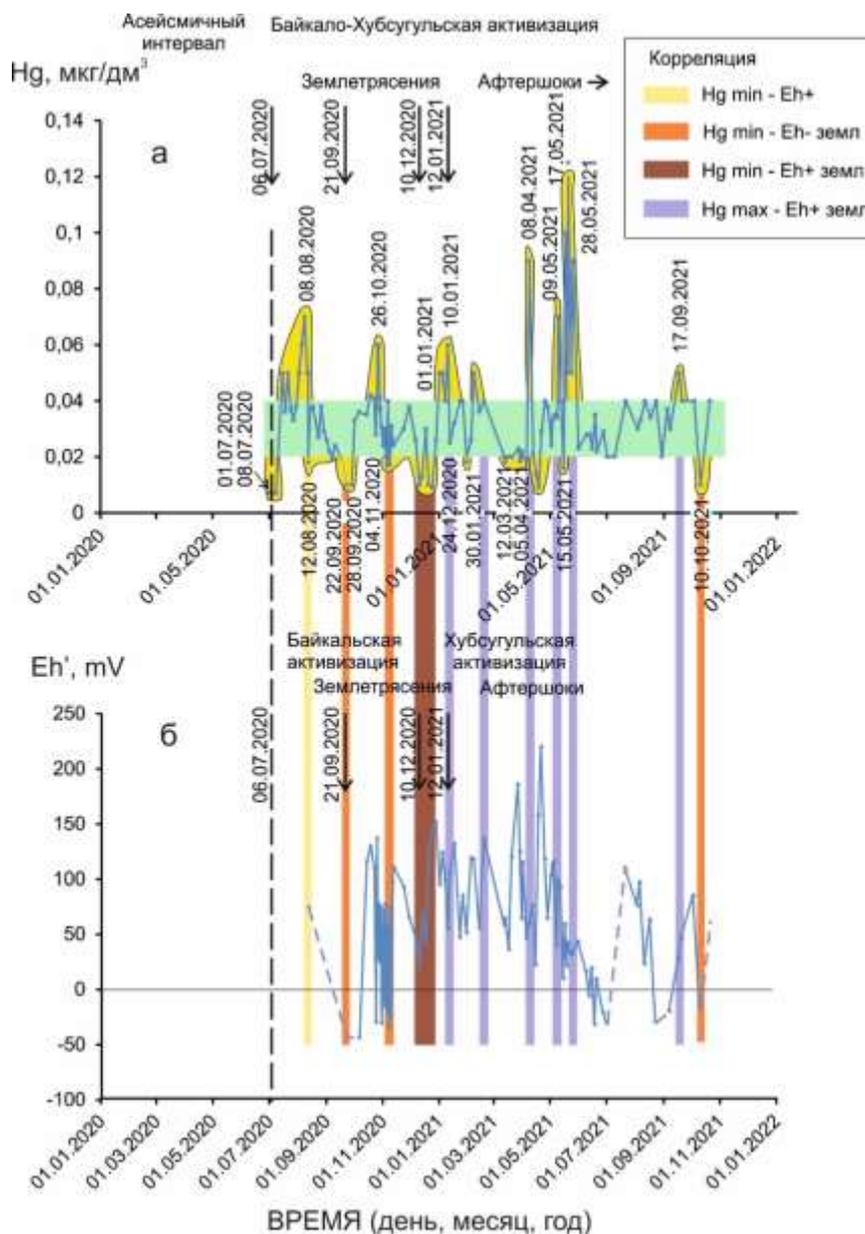


Рис. 5. Корреляции временных вариаций концентрации ртути в подземной воде ст. 8 Култукского полигона с временными вариациями Eh' и сейсмическими событиями Байкало-Хубсугульской активизации. $Hg\ Min$ и $Hg\ Max$ – соответственно, минимум и максимум ртути, $Eh-$ и $Eh+$ – соответственно, минимум и максимум окислительно-восстановительного потенциала, земл – синхронное землетрясение. Байкальская активизация начинается с фазы без землетрясений ($Hg\ Min - Eh+$, желтая полоса), переходит в Быстринскую фазу ($Hg\ Min - Eh-$, светло-коричневая полоса) и затем – в Кударинскую фазу ($Hg\ Min - Eh+$, темно-коричневая полоса). Хубсугульская активизация начинается с сильного сейсмического толчка 12.01.2021 г. и продолжается афтершоками ($Hg\ Max - Eh+$, сиреневые полосы). Измеренные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh') не приведены к водороду.

Fig. 5. Correlations of temporal variations in mercury concentration in groundwater of st. 8 in the Kultuk area with those of Eh' and seismic events of the Baikal-Khubsugul reactivation. $Hg\ Min$ and $Hg\ Max$ – minimum and maximum of mercury concentration, respectively, $Eh-$ and $Eh+$ – minimum and maximum of redox potential, respectively, земл – synchronous earthquake. The Baikal reactivation begins with a phase without earthquakes ($Hg\ Min - Eh+$, yellow stripe), passes into the Bystraya phase ($Hg\ Min - Eh-$, light brown stripe) and then to the Kudara phase ($Hg\ Min - Eh+$, dark brown stripe). The Khubsugul reactivation begins with a strong seismic shock on 12.01.2021 and continues with aftershocks ($Hg\ Max - Eh+$, lilac stripes). Measured redox potential (Eh') values do not correspond to hydrogen.

Сигналы Hg подземных вод Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации

Хотя форма Hg_{gas} должна фиксироваться инструментально и сопоставляться с измеренной концентрацией Hg_{gw} , полученные сигналы Hg_{gw} представляют интерес для предварительной интерпретации процессов, предшествующих и сопутствующих сейсмичности. Постепенные амплитудные вариации ртути в 2017–2019 гг. существенно отличаются от резких частых вариаций, установившихся во время сейсмической активизации. Интервал низкой концентрации Hg_{gw} второй половины 2019 г. в сущности служит сигналом предсейсмической бухты. В течение полугодия обеспечивалось удаление Hg из подземных вод. Ее низкую концентрацию в воде можно было бы достоверно связать с изменением газового режима в активном разломе, если бы на Култукском полигоне в это время измерялся состав газ-восстановителей с повышенным фоном ртути.

Далее, мы видим отражение хода сейсмического процесса в последовательной смене фаз, которая регистрируется во временных рядах ртути и Eh' подземных вод. В начале Байкальской части активизации низкая концентрация Hg_{gw} при низком Eh' показывает короткие импульсы газ-восстановителей с квазипериодичностью 1–2 месяца. Третий (от начального сейсмического события 6 июля 2020 г.) импульс низкого Eh' совпал с Быстринским землетрясением. Еще через один минимум Eh' случилось Кударинское землетрясение (также на минимумах Hg_{gw} и Eh'). Таким образом, во всех фазах Байкальской части активизации преобладали короткие сейсмогенные импульсы с газами-восстановителями, обозначенными минимумами Hg_{gw} и Eh' .

С переходом в начале 2021 г. к Хубсугульской фазе активизации сейсмические толчки сопровождалась максимумами Hg_{gw} и Eh' . Максимальные концентрации ртути были зарегистрированы в мае 2021 г., после чего до сентября 2021 г. установились преобладающие промежуточные концентрации ртути, хотя обозначились два глубоких минимума Eh' . Короткие импульсы вариаций Hg и Eh'

подземных вод, свойственные для Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации, продолжают в 2022 г.

Сейсмогенное происхождение аномалии Hg

В байкальской воде истока р. Ангара, в воде ручья пади Крестовая и колодца пос. Листвянка в 1997–2001 гг. измерялась низкая фоновая концентрация ртути (порядка 0.0005–0.0010 мкг/дм³). Перед сильным Южно-Байкальским землетрясением, произошедшим 25 февраля 1999 г., в течение 1998 г. фиксировалось эпизодическое возрастание концентрации Hg (до 0.02 мкг/дм³). Определялись одновременные аномально высокие концентрации ртути в воде ручья пади Крестовая и колодца пос. Листвянка (Коваль и др., 2003). Ныне активные разломы Байкальской рифтовой зоны маркировались геохимическими аномалиями металлов, включая Hg (Коваль и др., 2006; Вилор и др., 2015). Аномалии Hg присутствуют в воде, почве, почвенном и приземном воздухе.

На основе наблюдений при подготовке и реализации Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. был сделан вывод о концентрационных всплесках ртути, связанных с сейсмичностью, которые превысили фон в 20–30 и более раз и о максимальной эмиссии ртути из разломов накануне сейсмических событий (Коваль и др., 2003, 2006). Более поздние наблюдения в районе пос. Листвянка зафиксировали отдельные выбросы ртути, продолжавшиеся после Южно-Байкальского землетрясения до 2004 г. Последний слабый всплеск концентрации Hg был определен в 2006 г. До 2013 г. концентрации ртути не превышали фоновые значения. При Култукском землетрясении 27 августа 2008 г. и позже аномалий ртути не фиксировалось (Гребенщикова и др., 2020).

Ряд наблюдений 1997–2013 гг. свидетельствует о возрастании концентрации Hg в районе пос. Листвянка в связи с проявлением одного из сильных землетрясений в Южно-Байкальской впадине 1999 г. и о проявлении другого сильного землетрясения 2008 г. без возрастания концентрации ртути. Объяснение отсутствия сигнала ртути нужно искать в характере активизации конкретных

разломов, испытавших сейсмогенные деформации. Пос. Ливствянка находится на Ангарском разломе, которых был активизирован во время Южно-Байкальского сейсмического события, но не проявил признаков активизации во время Култукского землетрясения. Этот пример (также как представленные в настоящей работе ряды наблюдений Hg_{gw} Култукского полигона, полученные при подготовке и реализации Байкало-Хубсугульской активизации) показывает пространственную избирательность активизации сейсмогенных деформаций в разломах.

Еще один объект изучения аномального поведения ртути – донные отложения мелководного оз. Окуневое в дельте р. Селенги, в которых определено повышение концентрации ртути от 20 нг/г до 40 нг/г и более около 1870 г. и во второй половине XX века (Roberts et al., 2020). Для соответствия названию журнала “Environmental Pollution” рост концентрации ртути был интерпретирован авторами как следствие развития промышленного освоения Сибири и Монголии в связи с загрязнением вод, связанным с добычей золота. Конкретных сведений о существовавших промыслах на этой территории авторами, однако, не приведено, поэтому предложенное объяснение причины повышения концентрации ртути не имеет оснований. Повышенные концентрации ртути сосредоточены в коренных породах, почвах, донных отложениях и поверхностных водах в зоне промышленного освоения Иркутского Предбайкалья, на левобережье р. Ангара от оз. Байкал до г. Зима и по северо-западному побережью оз. Байкал (Китаев и др., 2008).

Между тем, район дельты Селенги отличается высокой сейсмической активностью. Серии сильных сейсмических толчков проявились здесь в 1769–1779 гг. (три события за 10 лет) и в 1839–1885 гг. (5 событий за 46 лет). Новая сейсмическая серия территории, продолжающаяся в настоящее время, обозначилась Средне-Байкальским землетрясением 29 августа 1959 г., хотя на сопредельных территориях в районе Мондинской впадины и на юге Центральной Монголии сильные землетрясения (Мондинское и Гобийское) произошли несколько раньше, соответственно, в 1950 и 1957 гг. (Мельникова и др., 2012). Следовательно, зарегистрированное

повышение концентрации ртути в осадочных слоях оз. Окуневое около 1870 г. и во второй половине XX века, скорее всего, не имеет отношения к деятельности человека, а отражает природный процесс поступления ртути в осадок в результате повышения концентрации Hg_{gas} и Hg_{gw} при землетрясениях.

Эпизоды палеоземлетрясений, сопровождавшихся вулканизмом, датируются в Байкальской сейсмической зоне временным интервалом последних 14.4 тыс. лет с сокращающимися квазипериодами от 5.6 до 3.1 тыс. лет и менее (Рассказов, Макаров, 1997). Подобно седиментационному маркированию повышенной концентрацией ртути сейсмичности в 19–21 веках, можно ожидать маркирование ртутью и более ранних сейсмических эпизодов.

Заключение

Hg – переходный химический элемент, распределение которого в подземных водах сейсмоактивных разломов определяется изменениями окислительно-восстановительного потенциала. При мониторинге подземных вод ст. 8, 14к и 27 Култукского полигона установлены длиннопериодные и короткопериодные вариации концентрации ртути. Временные интервалы длиннопериодного возрастания и снижения концентрации Hg определены в 2017–2019 гг. и с 2019 г. по настоящее время. Первый временной интервал соответствует стадии D подготовки Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации, второй – переходу от стадии D к стадии E ее реализации. Короткопериодные вариации получены непосредственно во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации. Концентрации ртути в подземных водах в целом возрастали от 2015 г., когда сейсмогенные деформации развивались в состоянии сжатия коры, к 2020–2021 гг., когда сейсмогенные деформации реализовались в импульсах растяжения.

Развитие сейсмического процесса во времени отразилось во временных рядах ртути и Eh' подземных вод ст. 8. Во время вступления Байкало-Хубсугульской активизации определены короткие импульсы низкой концентрации Hg_{gw} при низком Eh' с квазипериодичностью 1–2 месяца. Третий импульс совпал с Быстринским землетрясением, пятый –

с Кударинским. По снижению Eh' проявление импульсов связывается с проникновением в активный разлом газов–восстановителей. С переходом в начале 2021 г. к Хубсугульской фазе активизации сейсмические толчки сопровождались максимумами Hg_{gw} и Eh'.

Повышенные концентрации Hg в зонах современных активных разломов сочетаются с повышенными концентрациями Hg в зоне промышленного освоения территории Иркутского Предбайкалья. Повышение концентрации этого металла в осадочных слоях второй половины 18 века – настоящего времени в дельте Селенги может свидетельствовать о его накоплении при выделении Hg_{gas} и Hg_{gw} в результате землетрясений. Подобно седиментационному маркированию сейсмичности 18–21 веков повышенной концентрацией ртути, в Байкальской сейсмической зоне можно ожидать маркирование и более ранних эпизодов высокой активности разломов.

Благодарности. Концентрации ртути в воде измерялись на масс-спектрометре Agilent 7500se ЦКП Микроанализ ЛИН СО РАН.

Литература

- Вилор Н.В., Адрулайтис Л.Д., Зарубина О.В., Данилов Б.С. Геохимия сейсмоактивных региональных разломов (Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь) // Геохимия. 2015. № 1. С. 64–82
- Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Повышенные содержания ртути в воде истока реки Ангара: отклики на геодинамические воздействия и сильные землетрясения // Доклады академии наук. 2020, том 491, № 2, с. 77–81.
- Китаев Н.А., Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Ломоносов И.С., Коваль П.В. Ртуть в окружающей среде Южного Прибайкалья // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2008. № 6. С. 517–530.
- Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Андрулайтис Л.Д., Саньков В.А., Гапов А.Е. Ртуть в воде истока р. Ангара: пятилетний тренд концентрации и возможные причины его вариаций // Доклады академии наук. 2003. Т. 389. № 2. С. 235–238.
- Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 2006. Т. 409. № 3. С. 389–393.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.
- Рассказов С.В., Макаров С.А. Об эволюции напряженного состояния верхней части земной коры Прибайкалья в голоцене // Геологическая среда и сейсмический процесс. Материалы Всероссийской межрегиональной конференции. Иркутск, 1997. С. 33–35.
- Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}U/^{238}U$) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.
- Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}U/^{238}U$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.
- Янин Е.П. Ртуть, человек, окружающая среда (краткий очерк). ИГЕМ РАН, 2020. 15 с.
- Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. V. 476. P. 371–396.
- Crowley T.J., Zelinski G., Vinter B., Udisti R., Kreutz K., Cole-Dai J., Castelland E. Volcanism and the Little Ica Age // Pages News. 2008. V. 16, N 2. P. 22–23.
- <http://www.seis-bykl.ru> Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук»
- Rasskazov S., Pyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}U/^{238}U$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. V. 14, No. 4. P. 711–737.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Roberts S., Adams J.K., Mackay A.W., Swann G.E.A., McGowan S., Rose N. L., Panizzo V., Yang H., Vologina E., Sturm M., Shchetnikov A.A. Mercury loading within the Selenga River Basin and Lake Baikal, Siberia // *Environmental Pollution*. 2020, V. 259. P. 113814.

Varshal, G.M., Sobolev, G.A., Barsukov, V.L., Koltsov, A.V., Kostin, B.I., Kudinova, T.F., Stakheyev, Y.I., Tretyakova, S.P. Separation of

volatile components from rocks under mechanical loading as the source of hydrogeochemical anomalies preceding earthquakes // *Pure Appl. Geophys.*, 1985. V. 122. P. 463–477.

Scholz C. A. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia / C. A. Scholz, D. R. Hutchinson // *Int. J. Earth Sci.*– 2000.– V. 89.– P. 212–228.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, старший научный сотрудник,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
email: epcheb@yandex.ru.

Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ila@crust.irk.ru.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
зав. кафедрой,
email: rassk@crust.irk.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 3,
Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.ru.

Ilyasova Aigul Maratovna,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Engineer,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ila@crust.irk.ru.

Snopkov Sergei Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Assistent Professor,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Laboratory,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Chair,
email: rassk@crust.irk.ru.

Геология нефти и газа

УДК 553.982

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.20>

Компьютерное моделирование физико-химических процессов образования нефти

В.П. Исаев, Я.Б. Тетиали

¹ *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

Аннотация. Моделировалась многокомпонентная гетерогенная система. В качестве углеродсодержащего компонента в мультисистему был введён средний состав сапропелевого органического вещества мезозойских отложений Западно-Сибирской НГП (по И.И. Нестерову). Твёрдые фазы мультисистемы представлены минералами песчаников, глинистых пород и известняков.

Ключевые слова: многокомпонентная гетерогенная система, Западно-Сибирская НГП, литология, моделирование процессов нефтегазообразования.

Computer modeling of physicochemical processes of oil formation

V.P. Isaev, Y.B. Tetiali

¹ *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. A multicomponent heterogeneous system was modeled. As a carbon-containing component, the average composition of sapropel organic matter of the Mesozoic deposits of the West Siberian NGP (according to I.I. Nesterov) was introduced into the multisystem. Solid phases of the multisystem are represented by minerals of sandstones, clay rocks, and limestones.

Keywords: multicomponent heterogeneous system, West Siberian NGP, lithology, modelling of oil and gas formation processes.

Для формирования теоретических моделей процесса образования нефти и газа применялось физико-химическое моделирование на ПК. Использовался программный комплекс «Селектор-С» (авторы И.К. Карпов и др., 1995), разработанный в институте геохимии им. А.П. Виноградова. Моделирование проведено В.П. Исаевым при консультациях И.К. Карпова. Моделирование было проведено в 80-х годах прошлого столетия, но до сих пор не опубликовано.

Моделировалась многокомпонентная гетерогенная система. В качестве углеродсодержащего компонента в мультисистему был введён средний состав сапропелевого органического вещества мезозойских отложений Западно-Сибирской НГП (по И.И. Нестерову). Твёрдые фазы мультисистемы представлены

минералами песчаников, глинистых пород и известняков.

Моделирование процессов нефтегазообразования в условиях «открытых» мультисистем с участием осадочных пород различной литологии показало принципиальное сходство образующихся газов (метан, вода (г) и азот). Очень велико содержание остаточного твёрдого (аморфного) углерода. Характерна низкая концентрация гомологов метана. При моделировании «закрытых» мультисистем во всех породах увеличивается содержание гомологов метана и появляется незначительное количество жидких углеводородов (УВ). В любом случае литология осадочных пород не имеет существенного значения для процессов нефтегазообразования, поэтому

дальнейшее моделирование проводилось только для глинистых пород.

В открытых мультисистемах рост давления от 1 до 1000 бар не влияет на содержание C , CH_4 , H_2O (г) и N_2 , но снижает концентрацию H_2 , CO_2 , CO и повышает количество всех гомологов метана, аммиака и сероводорода. Содержание гомологов метана особенно интенсивно возрастает в интервале 1–50 бар, пентаны появляются только при $P = 200 - 300$ бар. В целом, содержание гомологов метана остаётся низким.

Повышение температуры в интервале 273–473 К не влияет на содержание CH_4 , N_2 , но приводит к более заметному росту концентрации всех газообразных гомологов метана, аммиака, водорода, сероводорода, оксида и диоксида углерода, непредельных УВ.

Моделирование процессов нефтегазообразования в изохорно-изотермических условиях «закрытой» мультисистемы показывает, что при любых давлениях (от 50 до 1000 бар) главными компонентами образующейся газовой фазы являются метан, вода, аммиак, азот и все гомологи метана (при $T = 323$ К). Суммарное содержание гомологов метана в «закрытой» системе на несколько порядков выше, чем в «открытой» мультисистеме. При низком внешнем давлении (50–200 бар) жидкая фаза не образуется. С ростом давления от 50 до 200 бар содержание CH_4 уменьшается, а его гомологов увеличивается. При умеренном внешнем давлении (300–400 бар) в изучаемой мультисистеме появляются жидкие УВ. При высоком внешнем давлении (1000 бар) состав образующихся газов становится существенно метановым, с высоким содержанием паров воды и с примесью аммиака и азота. Гомологов метана очень мало. Других жидких компонентов (кроме воды) нет.

Анализ влияния барического фактора на процессы нефтегазообразования приводит к выводу о существовании фазовой зональности по давлению. Так, при $T = 323$ К в интервале P от 1 до ~125 бар должна существовать зона сухих углеводородных газов (УВГ), от ~125 до ~225 бар – зона жирных УВГ, от ~225 до ~300 бар – газонефтяная зона, от ~300 до ~375 бар и выше – газоконденсатная. В области $P = 1000$ бар фиксируется зона метановых газов.

Сопоставление «открытых» и «закрытых» мультисистем при прочих равных условиях показало, что состав флюидов имеет принципиальные отличия. В «закрытых» мультисистемах H_2O (ж) преобладает над H_2O (г), в них меньше N_2 , CH_4 и твёрдого C , но

значительно больше гомологов метана. Главной особенностью «закрытых» мультисистем является наличие жидких УВ.

Моделирование процессов нефтегазообразования в изохорно-изотермических условиях закрытых систем показало, что **изменение объема закрытой мультисистемы управляет концентрацией образующихся веществ**. В системе возникают особые условия – термодинамические барьеры, на которых происходит резкое изменение свойств мультисистемы. Уменьшение объема закрытых мультисистем при постоянном давлении обуславливает увеличение содержания жидких компонентов. Отсюда **вывод: жидкие УВ образуются, в основном, в изолированных микропорах**. Увеличение объема «закрытой» мультисистемы приводит к бурному росту метана и снижению доли его гомологов (рис. 1). Газ становится «сухим».

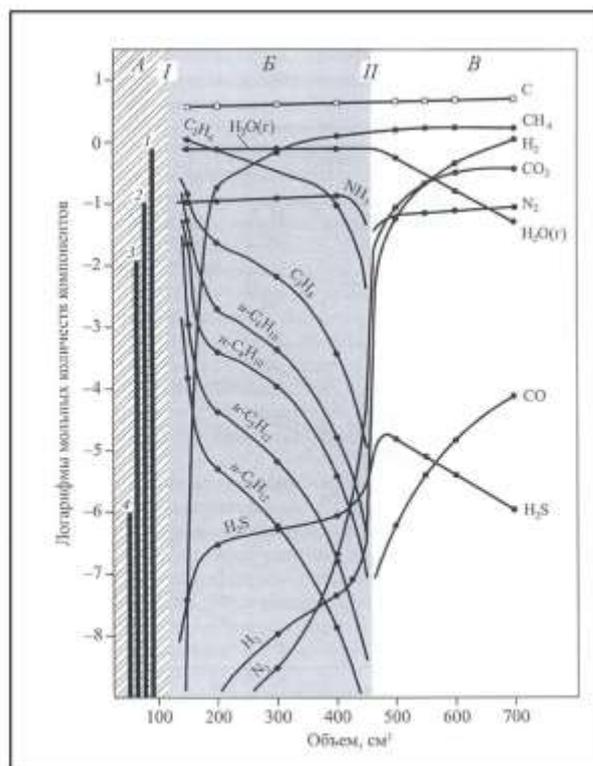


Рис. 1. Термодинамически равновесный состав газов, образующихся из сапропелевого РОВ глинистых пород в условиях закрытой гетерогенной мультисистемы с переменным объёмом при $P = 100$ бар, $T = 323.15$ °C.

Условные обозначения: кружками показан газ, квадратиками – твёрдый углерод. А – зона устойчивого существования жидких УВ; Б – зона устойчивого существования тяжёлых УВ; В – зона устойчивого существования метана и углеводородных газов. Области существования

компонентов жидких фаз: 1 – циклогексан, 2 – вода, 3 – гидразин, 4 – нонан; I, II – термодинамические барьеры.

Fig. 1. Thermodynamically equilibrium composition of gases formed from sapropelic ROV of clay rocks in conditions of a closed heterogeneous multisystem with variable volume at $P = 100$ bar, $T = 323.15$ °C.

Symbols: circles show gas, squares – solid carbon. A – a zone of stable existence of liquid hydrocarbons; Б – a zone of stable existence of heavy hydrocarbons; B – a zone of stable existence of methane and non-hydrocarbon gases. Areas of existence of components of liquid phases: 1 – cyclohexane, 2 – water, 3 – hydrazine, 4 – nonan; I, II – thermodynamic barriers.

Моделирование в изохорических условиях мультисистемы «РОВ – глинистые породы» ($T = 323.15$ K) показало, что при объемах 10–450 см³ и давлениях от 50 до 1000 бар главными компонентами газовой фазы являются CH₄, H₂O, NH₃, N₂. Содержание гомологов метана значительно выше, чем в открытой мультисистеме.

Это показывает, что выявленные в результате моделирования закономерности изменения состава флюидов, образующихся из РОВ, согласуются с хорошо известной вертикальной зональностью нефтегазообразования, а эмпирически установленная главная зона нефтеобразования теоретически подтверждается термодинамическими расчетами.

Таким образом, жидкие углеводороды могут образоваться только в «закрытых» системах в узком интервале P от ~225 бар до ~450 бар.

Идеальных закрытых систем в природе нет. Из всех горных пород более всего отвечают условиям «закрытых» систем, главным образом, глинистые породы. Изолированные поровые пространства этих пород удовлетворяют понятию «закрытых» систем только до тех пор, пока процессы газообразования не приведут к появлению больших объемов газов. Это вызывает рост внутривещного давления, что в свою очередь способствует образованию новых порций углеводородов. Возникает как бы цепной процесс, который прерывается только тогда, когда внутривещное давление превысит прочность стенок пор и произойдет «гидравлический» разрыв минеральной матрицы с образованием трещин.

В результате происходит выброс значительной части образовавшихся газов и жидкостей в окружающую среду. После уравнивания давлений трещины замыкаются и процесс снова продолжается как в «закрытой» системе.

Следовательно, **первичная миграция (или эмиграция) флюидов из материнских пород имеет активный характер** и происходит пульсационно по мере накопления в изолированных поровых пространствах новых порций флюидов. Такой процесс неизбежен, поскольку объем образующихся флюидов (прежде всего газов) в тысячи раз больше, чем объем исходного органического вещества. Периодичность пульсационной эмиграции зависит от глубины залегания материнских пород: при малых значениях P и T она реже, при больших – чаще.

Моделирование температурного фактора (при $P = 300$ бар, через 25 °C) показало, что максимальное количество тяжелых углеводородных газов образуется при температурах 50, 75 и 100 °C. Жидкие углеводороды зафиксированы при 50 °C.

При всех благоприятных P , T – условиях количество образующихся жидких углеводородов всё же не достигает природных соотношений между газом и нефтью. Так, при $P = 300$ бар и $T = 323$ K соотношение между газовой и жидкой фазами углеводородов составило лишь $100 : 2 \cdot 10^{-5}$. Наиболее вероятным стимулятором, повышающим выход жидких углеводородов из органического вещества в процессе катагенеза, может быть водород. Его привнос в моделируемую мультисистему повысил долю образующихся жидких углеводородов и указанное выше соотношение достигло при 7 молях водорода $99.83 : 0.17$. При 8 молях водорода концентрация жидких углеводородов продолжала резко возрастать, а при 9 и 10 молях – стабилизировалась (рис. 2).

Таким образом, результаты физико-химического моделирования на компьютере процессов образования нефти и газа позволяют наметить **благоприятные условия для образования нефти: наличие осадочных пород, обладающих изолированным мелкопоровым пространством, пластовое давление в интервале от ~ 20–25 МПа до ~42.5–47.5 МПа, пластовая температура ~25–75 °C,**

наличие рассеянного органического вещества и поступление водорода в нефтематеринские породы.

Последнее условие является самым главным, так как в природных условиях после протекания процесса нефтегазообразования в породах почти всегда остаётся остаточный углерод в виде керогена. Водорода в исходном органическом веществе (5–6 %) всегда

не хватает, поэтому полной реализации природного синтеза газообразных и жидких углеводородов не происходит. Не говоря об источниках водорода (а их предполагается несколько), отметим лишь главный вывод: рассеянные углеводороды образуются в результате гидрирования органического вещества свободным водородом.

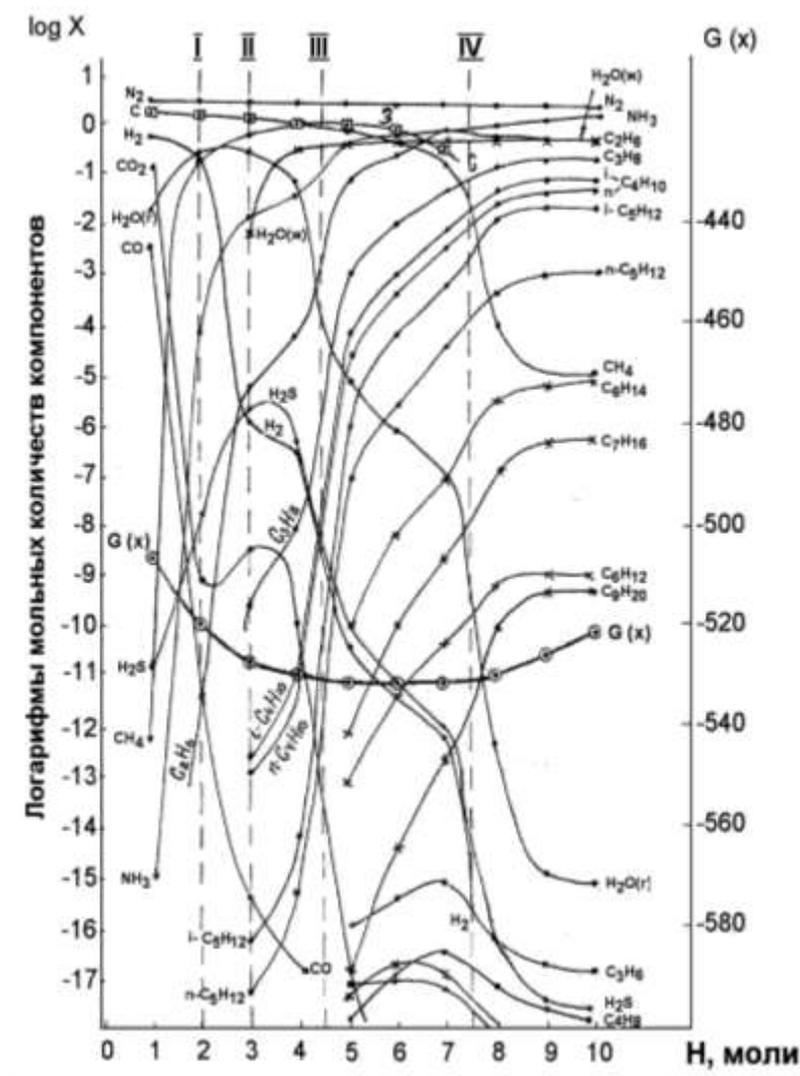


Рис. 2. Влияние концентрации водорода на равновесный состав газов в «закрытой» гетерогенной мультисистеме в изобарно-изохорических условиях $P=300$ бар, $T=50$ °C, $V=400$ см³, исходный газ – газ закрытых пор, вмещающая порода – глинистая, первоначальное содержание водорода в системе 0.56 моля); на диаграмме показано: точками – газ, крестиками – жидкость, квадратиками – твёрдый углерод, кружочками – функция $G(x)$, I–IV – термодинамические барьеры.

Fig. 2. Influence of hydrogen concentration on the equilibrium composition of gases in a "closed" heterogeneous multisystem under isobaric-isochoric conditions: $P = 300$ bar, $T = 50$ °C, $V = 400$ cm³, the initial gas of closed pores, the host rock – clay, the initial hydrogen content in the system is 0.56 moles); the diagram shows: dots – gas, crosses – liquid, squares – solid carbon, circles – function $G(x)$, I–IV – thermodynamic barriers.

Неслучайно поэтому крупные месторождения нефти и максимальная плотность запасов приурочены к зонам разломов и их пересечениям, к погребенным рифтам, к геосинклинальным и межгорным осадочным бассейнам, где велика вероятность поступления водорода в осадочный чехол.

Геохимия водорода изучена пока недостаточно. Однако некоторые учёные уделяли водороду очень пристальное внимание: Л.М. Зорькин, М.Г. Гуревич, С.П. Левшунова, Ф.А. Алексеев, Г.И. Войтов, В.С. Лебедев, А.П. Виноградов, Ю.И. Пиковский, В.А. Соколов, В.П. Исаев, В.И. Молчанов, Ф.А. Летников и В.Н. Ларин.

Оригинальные исследования по геохимии водорода проведены В.И. Молчановым в 70-80-х годах прошлого столетия. На основании большого количества лабораторных экспериментов им показано, что природное диспергирование минералов приводит к образованию диспергитов: гипергенных, тектогенных и вулканогенных, обладающих высоким уровнем свободной энергии и характеризующихся, следовательно, высокой химической активностью. Это стимулирует широкое развитие в стратиффере процессов генерации H_2 в результате взаимодействия воды с активированным минеральным веществом, содержащим закисное железо и сульфидную серу. В. И. Молчанов подсчитал, что в течение всего фанерозоя в результате этих процессов выделилось $1949.2 \cdot 10^{12}$ т H_2 , на что израсходовано $17636.6 \cdot 10^{12}$ т H_2O , что составляет от массы гидросферы всего 1 %. Если встать на эту точку зрения, то необходимо признать присутствие в стратиффере значительных количеств H_2 и его важную геохимическую роль в процессах нефтегазообразования.

Интересные исследования по эволюции флюидного режима Земли в процессе её геологического развития публикуются Ф.А. Летниковым в 80-х годах. На основании большого количества хроматографических анализов газов из микровключений в различных породах и минералах, с привлечением аппарата физико-химического моделирования на ПК, Ф.А. Летниковым развиваются представления о качественной стадийности режима дегазации Земли. На самых ранних этапах развития Земли эндогенные флюиды, поступающие из недр к её поверхности, были в

значительной степени восстановлены и весьма богаты углеродом (С-системы). Углерод выносился из недр в виде CO_2 , CO , C , CH_4 , что привело к его накоплению в экзосфере и способствовало появлению жизни. Этот ранний период дегазации Земли Ф.А. Летников назвал углеродно-водородным. Водород преобладал над углеродом в 4-5 раз и расходовался, как пишет Ф.А. Летников, на образование воды. Поскольку в то время преобладали восстановительные геохимические фации, то мы можем предположить масштабный синтез углеродистых веществ и углеводов. Может быть, именно по этой причине в дофанерозойских отложениях Сибирской платформы сформировались значительные запасы нефти и газа, сохранившиеся до сих пор. Процесс нарастающего усиления «водородного дыхания» Земли прослеживается, по мнению Ф.А. Летникова, до кайнозоя.

В свете рассматриваемой проблемы безусловный интерес представляет геохимическая модель Земли, разработанная В.Н. Лариным (1980, 1981). По его представлениям ядро Земли состоит не из карбидов, а из гидридов металлов, которые во внешней оболочке ядра сложены твёрдыми растворами водорода в металлах. Гидриды металлов обладают рядом особых свойств. В одном объёме металла может быть растворено несколько сотен объёмов водорода. Гидрид-ион (H^-) обладает исключительно высокой сжимаемостью, обусловленной отсутствием электронных оболочек, имеющих у всех других ионов. Такая модель изначально гидридной Земли логично допускает возможность её расширения, что обусловлено разложением гидридов под действием радиогенного тепла с выделением огромных количеств H_2 , что приводит к снижению плотности вещества и, следовательно, к увеличению его объёма. В свете этой гипотезы ***Земля обладает практически неисчерпаемыми запасами H_2 , а в составе эмигрирующих из недр флюидов он занимает едва ли не главенствующую роль.***

Следовательно, в процессах природного синтеза углеводов нефти и газа

участвуют два агента: углерод и водород. Источником углерода являются осадочные породы, а водород частично принадлежит РОВ, но, в основном, поступает в осадочный чехол из мантии Земли.

Литература

Исаев В.П. Эволюция газовых систем нефтегазовых бассейнов по результатам физико-химического моделирования // Моделирование геохимического поля нефтегазовых месторождений.– М.: ВНИИЯГГ, 1986.– С. 60–65.

Исаев В.П. Термодинамические аспекты геохимии природных газов.– Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1991.– 304 с.

Исаев В.П., Карпов И.К. О принципиальной зависимости компонентного состава газовых

систем нефтегазовых бассейнов от термодинамических факторов равновесия // Докл. АН СССР.– 1986.– Т. 285.– № 5.– С. 1209–1213.

Карпов И.К. и др. Минимизация свободной энергии при расчёте гетерогенных равновесий // Геология и геофизика.– 1995.– Т. 36, № 4.– С. 3–21.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли.– М.: Недра, 1980.– 216 с.

Летников Ф.А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли // Докл. АН СССР.– 1982.– Т. 262, № 6.– С. 1438–1439.

Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе.– Новосибирск: Наука, 1981.– 144 с.

Исаев Виктор Петрович,

*доктор геол.-минерал. наук, профессор,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
email: isaevvp@yandex.ru.*

Тетиали Ясинт Бернард,

*г. Абиджан, Кот д'Ивуар,
аспирант каф. Геологии нефти и газа ИГУ,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
тел. 89642163623,
email: tetialyacinthe@gmail.com.*

Isaev Viktor Petrovich,

*Doctor of Geol.-Mineral. Ph.D., Professor,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: isaevvp@yandex.ru.*

Tetiali Yacinth Bernard,

*Abidjan, Ivory Coast,
PhD student caf. Geology of Oil and Gas ISU,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
tel. 89642163623,
email: tetialyacinthe@gmail.com.*

Минералогия, петрология

УДК 551.2552.11 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.26>

Геохимические характеристики кайнозойских вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии как показатели источников деламинированной континентальной литосферы

Ю. Аило^{1,2,3}, С.В. Рассказов^{1,3}, Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова^{1,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия

³ Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Вулканические породы Западного Прибайкалья и Сирии имеют сходные геохимические характеристики источников, обусловленные процессами деламинации литосферы, которая повлекла за собой обособление коровых и реститовых мантийных компонентов магматических расплавов. Деламинация литосферы Западного Прибайкалья, получившая развитие при переходе от Южно-Байкальской впадины к инверсионной части Тункинской долины, подтверждается данными сейсмической томографии. Деламинация литосферы Сирии предполагается по геохимическим характеристикам вулканических пород. По аналогии с Западным Прибайкальем, испытывавшем в позднем кайнозое влияние Индо-Азиатской конвергенции, развитие деламинации литосферы Сирии связывается с деформационным полем конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, в котором оформились структуры Левантийского бассейна и системы разломов Мертвого моря.

Ключевые слова: Западное Прибайкалье, Сирия, кайнозой, вулканические породы, геохимия, деламинация, континентальная литосфера.

Geochemical signatures of Cenozoic volcanic rocks from the Western Baikal region and Syria as indicators of sources in the delaminated continental lithosphere

Yu. Ailo^{1,2,3}, S.V. Rasskazov^{1,3}, T.A. Yasnygina¹, I.S. Chuvashova^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Volcanic rocks from the Western Baikal region and Syria show similar geochemical signatures of sources due to delamination processes of the lithosphere, which resulted in isolation of crustal and restitutive mantle components of igneous melts. The delamination of the lithosphere in the Western Baikal region, developed between the South Baikal basin and the inversional part of the Tunka valley, is confirmed by seismic tomography data. The delamination of the lithosphere in Syria is inferred from geochemical signatures of volcanic rocks. By analogy with the Western Baikal region, which experienced the influence of the Indo-Asian convergence in the late Cenozoic, the development of the delamination of the lithosphere of Syria is connected with the deformation field of the convergent interaction between the Arabian plate and Eurasia, in which structures of the Levantine basin and Dead Sea Fault System developed.

Keywords: Western Baikal region, Syria, Cenozoic, volcanic rocks, geochemistry, delamination, continental lithosphere.

Введение

Вулканизм континентов развивается в обстановках рифтогенеза и орогенеза. Рифтогенез – процесс растяжения литосферы с ее утонением (процесс дивергенции), орогенез – процесс сжатия литосферы с ее утолщением (процесс конвергенции).

Рифтогенный вулканизм отчетливо маркирует структуры Северо-Восточной Африки, в которой обширные вулканические поля имеют, предположительно, связь с нижнемантийными плюмами. Тектонические деформации и термомеханические преобразования литосферы привели к обособлению Восточно-Африканского и Эфиопского сводовых поднятий в сочетании с развитием структур Западной, Кенийской (Грегори) и Эфиопской рифтовых зон. Между тем, связь с нижнемантийными плюмами тектонических и вулканических процессов рифтовых структур других континентов (Байкальской, Фэн-Вэй, Верхне-Рейнской, Рио-Гранде) не очевидна (Милановский, 1976; Логачев, 1977; Рассказов, 1993).

Орогенный вулканизм отличается от рифтогенного существенной ролью вулканических извержений из источников коры и мантийной части литосферы. Примером служат источники вулканизма Гималайско-Тибетского орогена, образовавшегося в зоне Индо-Азиатской коллизии. Эта особенность источников связывается с механизмом даламинации (нарушения слоистости) литосферы (Kay, Kay, 1993; England, Molnar, 1997; Elkins-Tanton, 2005).

Рифтогенные и орогенные процессы континентов находятся в сложных пространственно-временных отношениях. Выяснение характера и причин активизации литосферы и подлитосферной мантии требует разработки особых подходов к изучению источников излившихся магматических расплавов с учетом их пространственно-временной смены в зависимости от характера поверхностного развития новейших структур и предполагаемых механизмов глубинных процессов плавления мантии и коры.

В настоящей работе рассматриваются геохимические характеристики вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии как показатели глубинной геодинамики,

сочетающей в себе конвергентные и дивергентные признаки.

Обстановки развития вулканизма

Тункинская долина заложилась вдоль зоны конвергенции Хамардабанского террейна и Сибирского палеоконтинента, обособившейся образованием Слюдянского метаморфического субтеррейна. Зональный метаморфизм отразил раннепалеозойское расплющивание литосферы Хамардабанского террейна о жесткий край кратона.

В кайнозой литосфера Западного Прибайкалья испытывала деформации в обстановке сочетания сжатия Центрально-Азиатской орогенной системы с растяжением в Байкальской рифтовой системе. В восточной части Тункинской долины действовали вулканы Камарско-Становой зоны горячей трансформации во временном интервале с 18 до 12 млн лет назад (рис. 1). Последующее сжатие литосферы выражено не только в угасании вулканизма, но и в инверсионном поднятии территории, а также распространении молодых надвигов (Рассказов и др., 2010; Rasskazov et al., 2021). Механизм сильного Быстринского землетрясения, произошедшего в зоне Главного Саянского разлома 21 сентября 2020 г., соответствовал сдвигу-взбросу (Семинский и др., 2021). В центральной части Тункинской долины, в Тункинской впадине и Еловской междувпадинной перемычке, вулканизм начался около 16 млн лет назад и продолжался с перерывами до 0.8 млн лет назад (Рассказов, 1993).

Подобно территории Западного Прибайкалья, на территории Сирии пространственно сочетаются структуры сжатия и растяжения литосферы с развитием сдвиговой тектоники. Исследуемая территория расположена в северном дугообразном выступе складчатого пояса Загрос, контур которого подчеркивается развитием одноименной взбросовой зоны. В Западной Сирии находится Габская впадина, принадлежащая северной части системы разломов Мертвого моря (СРММ), известной как Левантийская, а также как Восточно-Средиземноморская рифтовая зона. СРММ простирается от сочленения с Восточно-Анатолийским разломом на юго-востоке Турции (подножье гор Тавра) до сочленения с разломом Красного моря (залив

Акаба). Система разломов Мертвого моря соответствует северной окраине Восточно-Африканской рифтовой системы, расположенной вблизи фронта столкновения континент–континент Аравийской плиты и Евразии и граничит с Альпийской складчатой областью. Активизация вулканизма Западной Сибири связывается с проявлением трансензионных условий развития вулканизма в деформационном поле конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, с образованием СРММ, которое, в свою очередь, сочетается с открытием Красного моря между Аравийской и Африканской плитами.

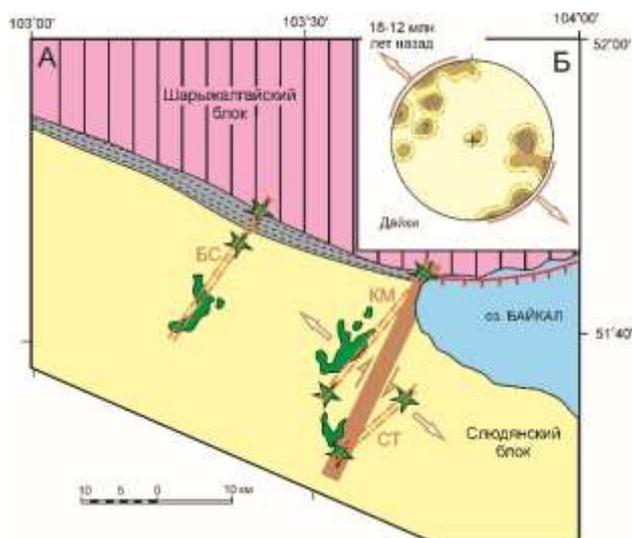


Рис. 1. Пространственная обособленность трансензионной системы Камарской (КМ) и Становой (СТ) вулканических зон от Быстринской (БС) зоны (а) с иллюстрацией сферограммой ориентировки кайнозойских даек, распространенных в пределах Слюдянского блока (б) (Рассказов, Чувашова, 2013). Серая зона со штрихами – Главный Саянский разлом. Зелеными значками показаны кайнозойские вулканические покровы (пятна) и вулканы (звездочки). Широкой полосой выделена магистральная часть области трансенсии, в которой на вулканах Култукском и Метео проявился начальный вулканизм ~ 18 млн лет назад. Плотность точек сферограммы: 5, 10 и 15 %. Стрелками показано направление растяжения в верхней части коры в северо-западных румбах.

Fig. 1. Spatial isolation of the transtension system of the Kamar (KM) and Stanovoy (ST) volcanic zones from the Bystraya (BS) zone (a) with an illustration by a spherogram of orientation of Cenozoic dikes distributed within the Slyudyanka block (b) (Rasskazov, Chuvashova, 2013). The gray zone with strokes is the Main Sayan Fault. Green icons show Cenozoic volcanic covers (spots) and volcanoes (stars). A wide band highlights the mainline part of the transtension region, in which the Kultuk and Meteo volcanoes show initial volcanism of ca. 18 Ma. Density of spherogram points are 5, 10, and 15 %. Arrows show northwest–southeast stretching in the upper part of the crust.

На севере, в области складчатого пояса Загрос, СРММ сочленяется с Восточно-Анатолийским разломом (рис. 2а), по которому осуществляется левостороннее дифференцированное движение Аравийской плиты (в северо-северо-западном направлении (рис. 2б) со скоростью 18–25 мм/год) и Африканской плиты (в северо-северо-восточном направлении относительно Евразийской плиты со скоростью около 10 мм/год) (Левантийская и Синайская субплиты). Движения сочетаются с раскрытием Красного моря (McClusky et al., 2003; Brew et al., 2001a,б). Выделяются две фазы открытия Красного моря, сопровождавшиеся двумя фазами сдвиговых смещений в южной части системы СРММ – миоценовой с амплитудой 60–65 км и постмиоценовой с амплитудой 40–45 км (Freund et al., 1970; Quennell, 1984).

Данные GPS-геодезии свидетельствуют о движении Аравии к северу относительно фиксированной системы координат Евразии со скоростью 20.6 мм/год (ArRajehi et al., 2010) (рис. 2б). С этими данными согласуется общая оценка скорости конвергенции Аравия–Евразия 1.8–2.0 см/год в последние 22 млн лет (McQuarrie et al., 2003).

Юго-восточный сегмент Средиземного моря (Левантийский бассейн) характеризуется утоненной континентальной корой. Происхождение бассейна связывается с открытием Нео-Тетиса (Netzeband et al., 2006).

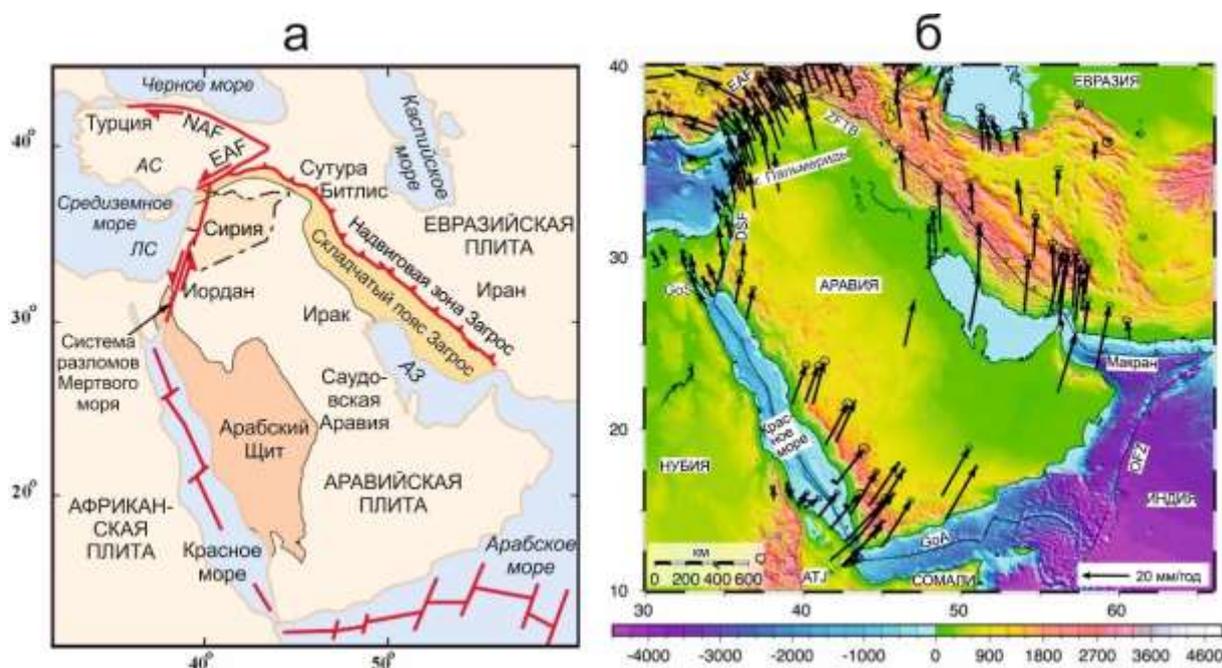


Рис. 2. Тектоническая схема (а) и GPS скорости движений (б) Аравийской плиты и сопредельных территорий (ArRajehi, 2010; Abdul-wahed, Asfahani, 2018, с изменениями). На панели а: EAF – Восточно-Анатолийский разлом, NAF – Северо-Анатолийский разлом, АЗ – Аравийский залив, ЛС – Левантийская субплита, АС – Анатолийская субплита. На панели б: EAF – Восточно-Анатолийский разлом, GoS – Суэцкий залив, АТJ – Afar Triple Junction (Афарское тройное сочленение), ZFTB – Zagros fold-thrust belt (складчато-надвиговой пояс Загрос), GoA – Gulf of Aden (Аденский залив), OFZ – Owens fracture zone (разломная зона Оуэна), DSF – Dead Sea fault (разлом Мертвого моря). GPS скорости показаны с доверительными эллипсами 1σ в фиксированной системе отсчета Евразии. Топография и батиметрия http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html.

Fig. 2. Tectonic scheme (a) and GPS velocity motions (b) in the Arabian Plate and adjacent areas (modified after ArRajehi, 2010; Abdul-wahed, Asfahani, 2018). On panel a: EAF – East Anatolian Fault, NAF – North Anatolian Fault, AZ – Arabian Gulf, LS – Levantine subplate, AC – Anatolian subplate. Panel b: EAF – East Anatolian Fault, GoS – Gulf of Suez, ATJ – Afar Triple Junction, ZFTB – Zagros fold-thrust belt, GoA – Gulf of Aden, OFZ – Owens fracture zone, DSF – Dead Sea Fault. GPS speeds are shown with confidence ellipses of 1σ in the fixed reference frame of Eurasia. Topography and bathymetry http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html.

Вулканизм проявился в регионе Машрек, на территории Йемена и Эфиопии, в олигоцене (около 30 млн лет назад) (Hofmann et al., 1997; Baker et al., 1997; Rukieh et al., 2005; Lustrino, Sharkov, 2006) и получил развитие в последние 20 млн лет на сопредельных территориях Среднего Востока: в Юго-Восточной Турции, Сирии, Ливане, Иордании, Израиле, Палестине и Саудовской Аравии (Sarav et al., 1987; Gianni'erini et al., 1988; Garfunkel, 1989; Heimann, Ron, 1993; Mor, 1993; Pani et al., 2001) одновременно с разъединением Африки и Аравии открывшимся Красным морем. Общая мощность лав достигает 1.5 км. Магмовыводящие каналы ориентированы в

направлении северо-восток – юго-запад (Шарков и др., 1994; Ibrahim et al., 2003). Пирокластические конусы часто содержат глубинные включения (шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты и гранатовые пироксениты) (Шарков и др., 1996; Mittlefehldt, 1984; Nasir, Safarjalani, 2000).

Ключевую роль в пространственно-временном распределении вулканизма Сирии играют плато Джабаль Эль-Хасс, Абу Аддохур и Шин. Первые два плато находятся на стабильной платформе Алеппо. Плато Шин выходит в подвижную область Пальмирид и связанных с ними молассовых бассейнов. Кроме того, вулканические породы плато

Шин частично распространяются в северную часть СРММ, который здесь представляет собой осевой разлом Эль-Габ, обрамленный полосой поднятий (рис. 3).

Вулканическая прогрессия плато Джабаль Эль-Хасс – Шин образовалась в подвижной части Аравийской плиты, ограниченной с юга Пальмирами. Эта часть Аравийской плиты в настоящее время движется в северо-северо-западном направлении. Часть Аравийской плиты, расположенная к югу от Пальмирид, движется в северо-восточном направлении в соответствии с общим направлением движения Аравийской плиты (Brew et al., 20016; Bosworth, Burke., 2005; ArRajehi, 2010; Bosworth, 2015; Kamal, 1998) (рис. 2б). Это означает, что Аравийская плита вращается относительно Африки. Это вращение вокруг оси, расположенной на Синайском полуострове в Египте, привело к формированию впадины Красного моря (Kamal, 1998; McClusky et al., 2003). До формирования трансформной границы СРММ (Акаба-Левант) в среднем миоцене (~14 млн лет назад) (Bosworth, Burke, 2005) западная часть Сирии также была вовлечена в северо-восточное движение и сменила направление движения на северо-северо-западное в позднем миоцене.

Часть вулканических проявлений Сирии не укладывается в вулканический миграционный тренд Джабаль Эль-Хасс – Шин. Наиболее древние лавы позднего олигоцена (возраст 26–24 млн лет) проявились на Пальмирах. Сравнительно древними лавами раннего-среднего миоцена (возраст 17.3 и 12.8 млн лет) перекрыт молассовый бассейн Пальмирид. Эти лавы соответствуют западной части плато Шин. На северном краю платформы Алеппо и в альпийском аллохтоне Курдаг находятся вулканические породы начала позднего миоцена (возраст 12.3–10 млн лет). Имеются и вулканические породы с более молодым возрастом, чем лавы плато Шин. К северу от этого плато, вдоль разлома Эль-Габ, смещены лавы возрастом 3.5–1.1 млн лет, которые локализованы на границе платформы Алеппо. Близкий возраст

(2.9–0.9 млн лет) имеют породы вулканического поля Евфрат (рис. 3г).

Методика аналитических исследований

Содержания петрогенных оксидов в вулканических породах определялись методом количественного химического анализа «мокрой химии», микроэлементов – методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce. Методика приведена в работе (Рассказов и др., 2012).

Систематика вулканических пород по петрогенным оксидам

На классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ фигуративные точки пород вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины Западного Прибайкалья образуют два тренда в полях трахибазальта и базальта (рис. 4а). Точки пород вулканов Култукский, Сухой, Метео и Широкий Камарско-Становой зоны трансенсии распределились в тех же полях и в целом сопоставляются с этими трендами. Фигуративные точки пород вулкана Широкий находятся на тренде пород вулкана Карьерный, а фигуративные точки пород вулканов Метео и Култукский – на тренде пород Тункинской впадины и Зыркузунского вулкана (рис. 4б).

Вулканические породы пальмирид возрастом 26–24 млн лет имеют базальтовый и андезибазальтовый состав (рис. 4в). На плато Шин генерация вулканических пород 17.3 млн лет представлена андезибазальтами, генерация 12.8 млн лет – базальтами (рис. 4г). В более молодых генерациях лав плато Шин (5.5–4.8 млн лет) и разлома Эль-Габ (3.5–1.1 млн лет) вместе с базальтами и трахибазальтами встречаются базаниты (рис. 4в). В целом на плато Шин и в северной части разлома Эль-Габ наблюдается временная смена состава пород от андезибазальтов к базальтам-трахибазальтам и базанитам (рис. 4в).

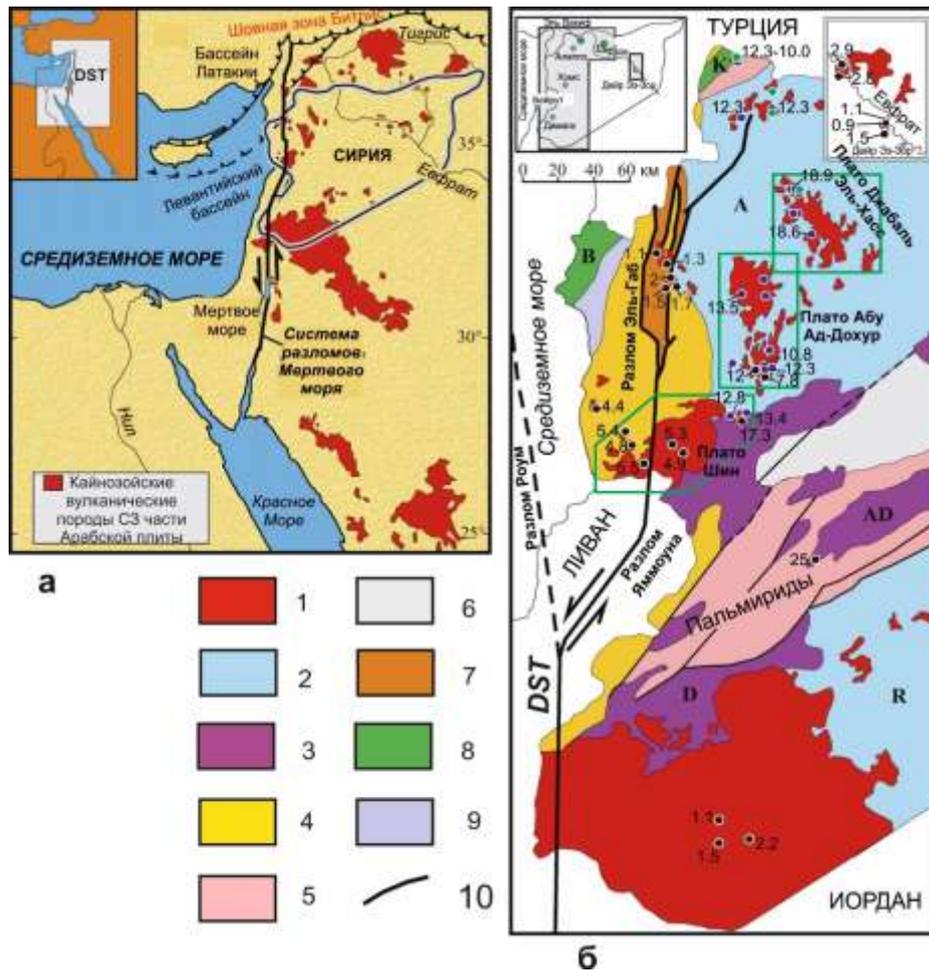


Рис. 3. Распределение кайнозойских вулканических пород на Аравийской плите (а) (Garfunkel, 1989, с изменениями) и в Западной Сирии (б) (Шарков и др., 1994, 1998, с изменениями). 1 – позднекайнозойские вулканические породы; 2 – относительно стабильные платформы (А – Алеппо, R – Рутба); 3 – молассовые бассейны (D – Дамаска, AD – Ад-Дау); 4 – куполообразные поднятия и горсты; 5 – южные пальмириды; 6 – северные пальмириды; 7 – плиоцен-четвертичный грабен Эль-Габ; 8 – край платформы, включающий альпийские аллохтоны (В – Бассит-Латакия, К – Курдаг); 9 – миоценовый грабен Аль-Кебир (АК); 10 – основные разломы. DST – трансформный разлом Мертвого моря.

Fig. 3. Distribution of Cenozoic volcanic rocks on the Arabian Plate (a) (modified after Garfunkel, 1989) and in Western Syria (b) (modified after Sharkov et al., 1994, 1998). 1 – Late Cenozoic volcanic rocks; 2 – relatively stable platforms (A – Aleppo, R – Rutbah); 3 – molasses basins (D – Damascus, AD – Ad-Daw); 4 – domed raises and horsts; 5 – southern palmyrids; 6 – northern palmyrids; 7 – Pliocene-Quaternary Graben El Gab; 8 – edge of the platform that includes alpine allochthons (B – Bassit-Latakia, K – Kurdag); 9 – the Miocene Al Kebir Graben (AK); 10 – major faults. DST – Dead Sea Transform Fault.

Для вулканических пород платформы Алеппо выделяются два тренда. Один из них протягивается от андезибазальта (плато Джабаль Эль-Хасс, возраст 18.9–18.6 млн лет) к базальту и базаниту (плато Абу Аддохур, возраст 13.5–7.8 млн лет) (рис. 4г), другой – от андезибазальта (плато Джабаль Эль-Хасс и Аазаз) к трахибазальту (северный край платформы Алеппо, возраст 12.3–10 млн лет) (рис. 4в,г). На поле Хуран (возраст 2.2–1.1 млн лет) находятся трахибазальты. Фигуративные точки породы вулканического поля

Евфрата (возраст 2.9–0.9 млн лет) характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 (43–46 мас. %) при повышенных содержаниях MgO (9–13 мас. %). Они относятся к магнезиальным базальтам и базанитам.

Таким образом, в Западном Прибайкалье и Сирии находятся вулканические породы с близкими возрастными диапазонами и сходным спектром состава от базальтов и андезибазальтов до базанитов, включая высоко-Mg лавы.

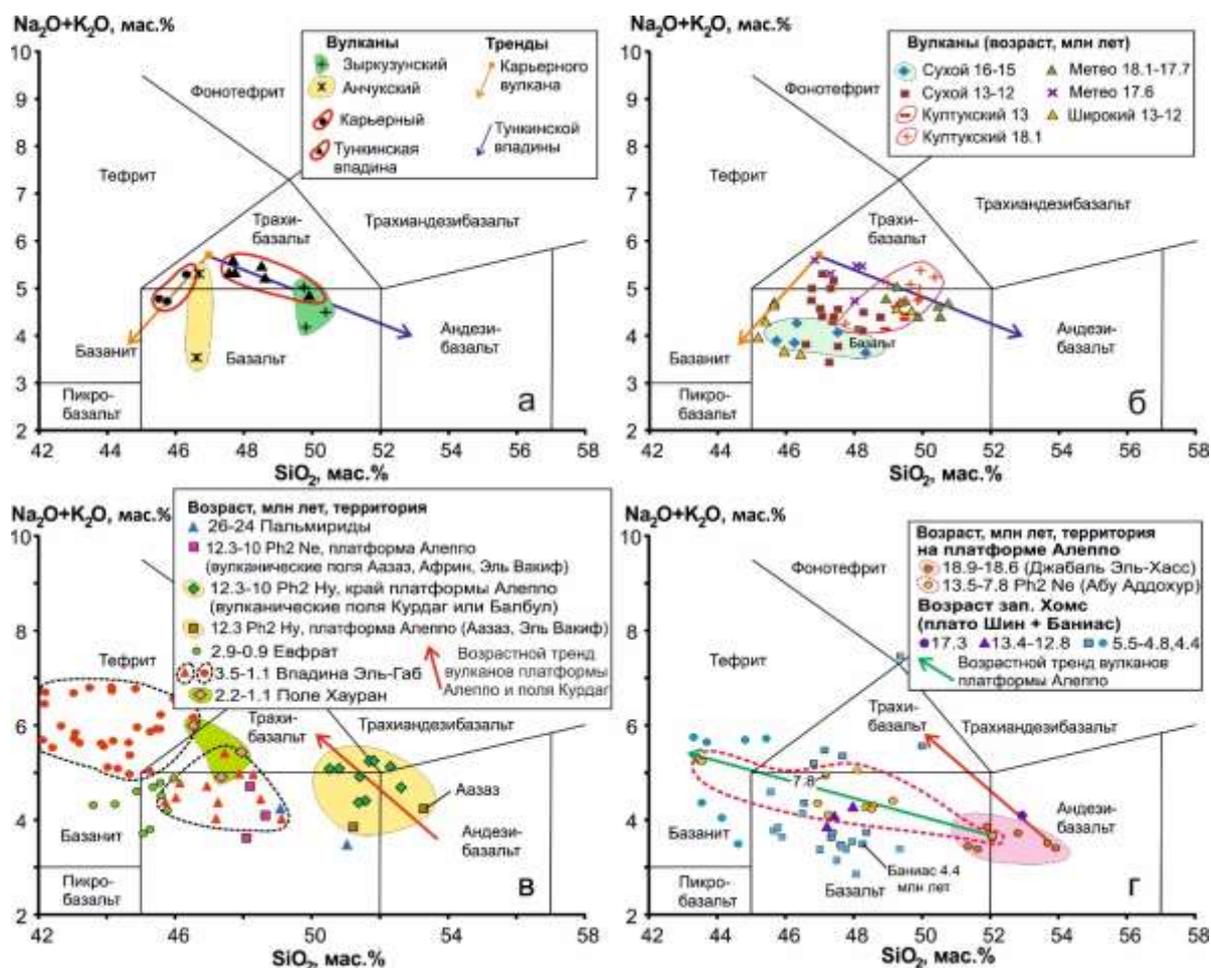


Рис. 4. Классификационная диаграмма щелочи–кремнезем вулканических пород Западного Прибайкалья (*a* – Быстринская зона, Тункинская впадина, *b* – вулканы восточной части Камарско-Становой зоны) и Сирии (*в* – разновозрастные поля, не укладывающиеся в какую-либо временную прогрессию, *г* – вулканические территории временной прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – плато Шин). Показаны разделительные линии классификации вулканических пород Международного союза геологических наук. Ph2 Ну – фаза 2, породы гиперстен-нормативного состава, Ph2 Не – фаза 2, породы нефелин-нормативного состава. Для Прибайкалья используются данные (Расказов и др., 2013; Аило и др., 2021; Rasskazov et al., 2021) и новые неопубликованные аналитические данные по вулкану Широкому, для Сирии – данные (Lustrino, Sharkov, 2006; Krienitz et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011, 2013).

Fig. 4. Classification alkali–silica diagram for volcanic rocks from the Western Baikal region (*a* – Bystraya zone, Tunka basin, *b* – volcanoes of the eastern part of the Kamar-Stanovoy zone) and Syria (*c* – different-age volcanic fields that do not fit into any temporal progression, *d* – volcanic areas of the temporal progression in the Jabal al-Hass plateau – Shin plateau). The dividing lines of classification for volcanic rocks of the International Union of Geological Sciences are shown. Ph2 Ну – phase 2, rocks of hypersthen-normative composition, Ph2 Не – phase 2, rocks of nepheline-normative composition. For the Baikal region, data are used from (Rasskazov et al., 2013, 2021; Ailo et al., 2021) and new unpublished analytical data on the Shirokiy volcano, for Syria – data from (Lustrino and Sharkov, 2006; Krienitz et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011, 2013).

Минеральный состав и степень частичного плавления источников вулканических пород

Микроэлементное моделирование (Расказов и др., 2013) показало вовлечение в

плавление источников Култукского и других вулканов Камарско-Становой зоны транстенсии, не только глубинной (гранатовой) фации перидотитов, но и менее глубинной (безгранатовой) фации. Степень плавления в источниках гранатовой фации составляла от 3 до 10%. В источниках безгранатовой фации

степень частичного плавления возрастала до 20 % (рис. 5б). На вулканах Быстринской зоны изливались лавы только из гранатосодержащих источников с низким содержанием клинопироксена (2 %). Под Култукским вулканом около 18 млн лет назад плавился источник с гранатом, а около 13 млн лет назад – безгранатовый источник. В обоих источниках существенную роль (до 25 %) играл клинопироксен. На вулкане Метео в интервале 18.1–17.5 млн лет назад лавы из

безгранатового источника сменились лавами из гранатосодержащего субстрата. На вулкане Сухой промежуточный состав магм, излившихся 16–15 млн лет назад, сменился поступлением лав 13–12 млн лет назад из двух индивидуальных источников с гранатом малых степеней плавления и без граната, более высоких степеней плавления. Подобные группы вулканических пород из гранатосодержащего и безгранатового источников были представлены также на вулкане Широкий (рис. 5б).

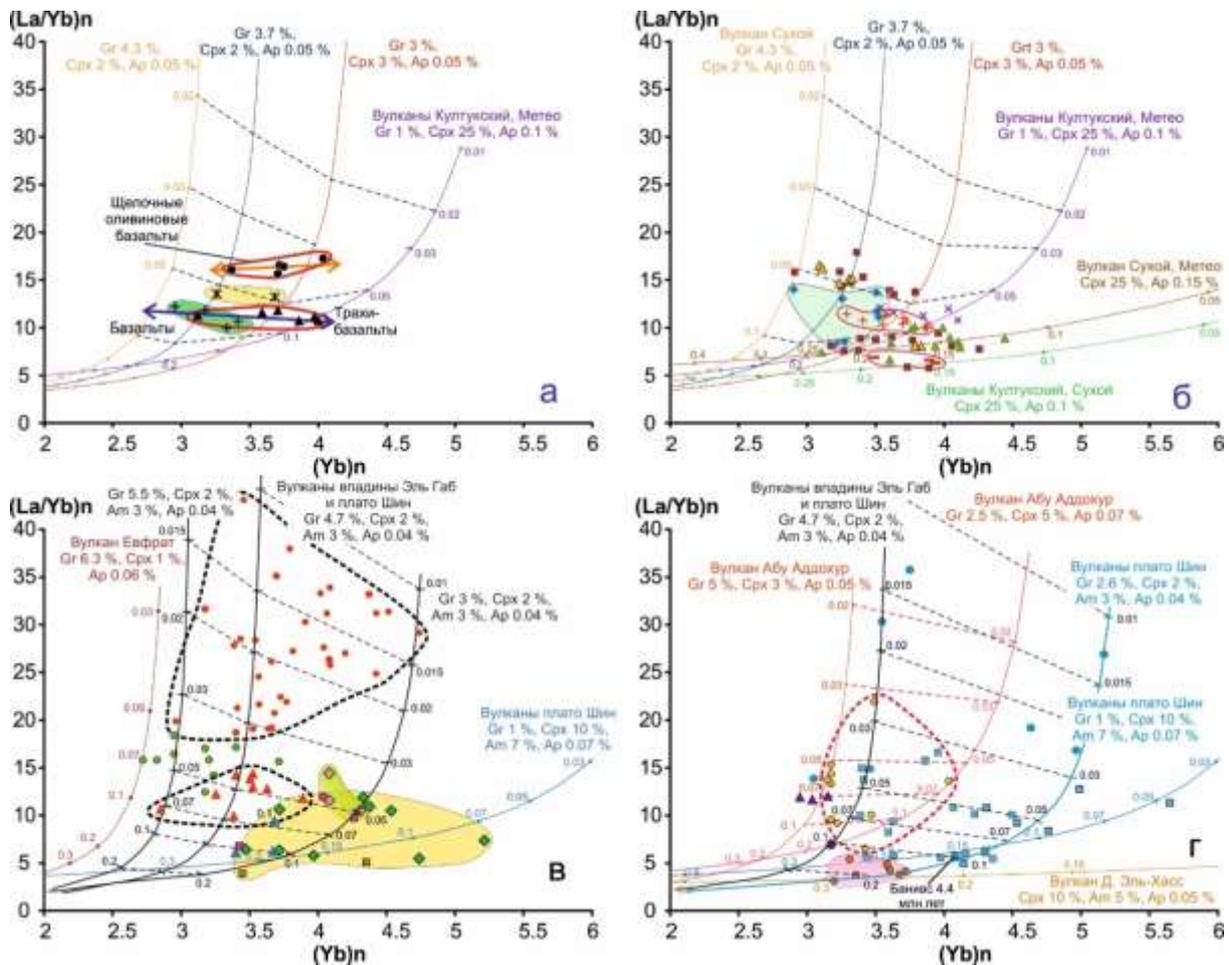


Рис. 5. Диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ вулканических пород Западного Прибайкалья (*а* и *б*) и Сирии (*в* и *г*). Усл. обозн. см. рис. 4. Модельные кривые частичного плавления источников Западного Прибайкалья и процедура расчета этих кривых приведены в работе (Рассказов и др., 2013). Цифры курсивом на модельных кривых показывают степень частичного плавления (долю расплава). В расчете на 100 % содержание ортопироксена в источниках составляет 25 %, оставшаяся минеральная фаза – оливин. Составы нормированы к пиролиту (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 5. Diagrams of $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ for volcanic rocks from the Western Baikal region (*a* and *b*) and Syria (*v* and *z*). Symbols are as in Fig. 4. Model curves of partial melting of sources of the Western Baikal region and the procedure for calculating these curves are given in (Rasskazov et al., 2013). The figures in italic on the model curves show the degree of partial melting (melt fraction). Based on 100 %, the content of orthopyroxene in the sources is 25 %, the remaining mineral phase is olivine. The compositions are normalized to the pyrolyte (McDonough, Sun, 1995).

Подобным образом, для вулканических пород Сирии выполнено моделирование частичного плавления источников по широкому спектру микроэлементов (РЗЭ, К, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U). Используются коэффициенты распределения и составы минералов из работы (Рассказов и др., 2013).

В разных районах Сирии (Пальмириды и платформа Алеппо) сравнительно древние (олигоцен-миоценовые) вулканические породы относятся, согласно результатам моделирования, к источникам с высоким содержанием клинопироксена (10 %), а более молодые (позднеплиоценовые и четвертичные) лавы впадины Эль-Габ и поля Евфрат – к источникам с низким содержанием клинопироксена (2 %) при наличии амфибола (3 %). Содержание граната в источниках магм впадины Эль-Габ варьирует от 3 до 5.5 %.

Оценки степеней частичного плавления источников андезитобазальтов и трахибазальтов полей Курдаг и Алеппо (Азаз и Эль-Вакиф) (фаза 2 пород с нормативным *hu*) варьируются от 7 % до 27 %, базальтов Алеппо (фаза 2 пород с нормативным *ne*) и Пальмирид – от 7 до 20 %. Степени частичного плавления источников трахибазальтов поля Хоран – 5–8 %, базальтов Эль-Габ (2.2–1.1 млн лет) – 4–7 %, базанитов впадины Эль-Габ (3.5–1.1 млн лет) – 1.1–3.5 %, а базанитов поля Евфрат – 5–7 %. Для источника лав последней территории рассчитывается наиболее высокое содержание граната (3.5–6.3 %) (рис. 5в). Таким образом, модельные источники базальтов Сирии по вариациям содержания граната и клинопироксена, а также по степеням частичного плавления имеют сходство с модельными источниками вулканических пород Западного Прибайкалья из работы (Рассказов и др., 2013). Базаниты Сирии выплавлялись из подобных источников с высоким содержанием граната и низким – клинопироксена, но при малых долях расплава.

Ранние породы вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – Шин (18.9–18.6 млн лет) характеризуются источниками с высоким содержанием клинопироксена (10 %), а породы вулканической прогрессии плато Абу Аддохур с промежуточным возрастом (13.5–7.8 млн лет) – источниками с содержанием клинопироксена (3–5 %). Более поздние

вулканические породы плато Шин (5.5–4.8 млн лет) по содержанию модельных клинопироксена и амфибола могут быть производными обоих типов магматических источников при доли граната в них от 1 до 5 %. Единичная точка вулканических пород Баниас (4.4 млн лет) имеет оценку степени частичного плавления (10–15 %) при малом содержании граната (около 1 %) в источнике (рис. 5г).

На вулканах плато Джабаль Эль-Хасс (18.9–18.6 млн лет) лавы рассматриваются как производные безгранатового источника и источника с малым содержанием граната (около 1 %) при высокой степени частичного плавления материала (20–30 %). Базальты плато Шин (13.4–12.8 млн лет) образовались при слабом частичном плавлении (7 %), а андезитобазальты плато Шин (17.3 млн лет) – при промежуточной степени плавления (около 10–17 %) этого же источника. Часть образцов вулканических пород плато Шин (5.5–4.8 млн лет) относятся к такому же источнику с более низкой степенью частичного плавления (5–20 %). Другая часть базальтов и базанитов плато Шин, подобно базальтам и базанитам впадины Эль-Габ, являются производными источников с варьирующим содержанием граната (2.6–5 %) при степени частичного плавления (для источника базальтов 3–10 %, а для источника базанитов – 1.3–5 %). Лавы плато Абу Аддохур (13.5–7.8 млн лет) относятся к источнику с гранатом (2.5–5 %) малых степеней плавления (1.5–10 %), за исключением одной точки относительно низкого содержания граната (около 1.5 %) с высокой степенью частичного плавления (около 18 %) (рис. 5г).

Мантийно-коровое разделение компонентов источников вулканических пород относительно резервуара OIB+MORB

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb регистрируется мантийно-коровое разделение материала источников смещением фигуративных точек вулканических пород выше тренда OIB+MORB (в коровую область) и ниже этого тренда (в область реститов, комплементарных отделившимся коровым компонентам).

Геохимические признаки мантийно-корового разделения источников в породах вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины (Карьерный и Анчукский, рис. 6а), Камарско-Становой зоны горячей трансенсии (Култукский, Сухой, Метео и Широкий, рис. 6б) проявляются на общем тренде, идущем от состава нижней коры до комплементарных мантийных составов с повышенными Ta/Yb и пониженными Th/Ta.

Подобные тренды мантийно-корового разделения источников обнаруживают вулканические породы Сирии (рис. 6в,г). В коровую область диаграммы Th/Yb – Ta/Yb протягивается фигуративное поле андезибазальтов и трахибазальтов северного края платформы Алеппо и вулканического поля Курдаг возрастом 12.3–10.0 млн лет (фаза 2, *hu*-нормативная группа пород). В основном породы других вулканических полей Сирии дают тренды, направленные в реститовую комплементарную область.

Фигуративные точки наиболее древних пород Пальмирид (возраст 26–24 млн лет) находятся вблизи состава нижней коры (LC) и распространяются вдоль мантийного направления к составу базальта океанических островов (OIB), а породы наиболее молодых (3.5–1.1 млн лет) вулканов Хауран и разлома Эль-Габ смещены на диаграмме ниже составов океанических базальтов в область комплементарной континентальной мантии. В середину тренда пород Хауран и Эль-Габ попадает концентрированная группа фигуративных точек пород другого молодого вулканического поля Евфрат (2.9–0.9 млн лет). (рис. 6в).

Подобно фигуративным точкам древних пород Пальмирид, фигуративные точки сравнительно древних пород плато Джабаль Эль-Хасс (возраст 18.9–18.6 млн лет) находятся вблизи состава нижней коры. Точки пород плато Шин и Баниас (возраст 17.3 млн лет и 5.5–4.4 млн лет) образуют тренд мантийно-корового разделения, сходный с трендами пород Западного Прибайкалья (рис. 6а,б). Часть точек плато Шин попадает на тренд, идущий от валового состава коры к составам реститов, подобный тренду точек Зыркузунского вулкана.

В целом, выделяются три тренда: 1) коровый Алеппо и Курдаг, 2) комплементарный

реститовый, протяженный (с высоким Ta/Yb), от состава нижней коры (LC) через промежуточные составы пород вулканов плато Абу Аддохур, Евфрата, Хаурана и более продвинутые – пород вулканов плато Шин и впадины Эль-Габ Западной Сирии и 3) комплементарный реститовый, менее протяженный (с умеренным Ta/Yb), сопряженный с составами средней или валовой коры (МС, ТС), проявленный в вулканических породах плато Шин. Смещение фигуративных точек объясняется разной степенью извлечения коровых компонентов из источников мантийной части континентальной литосферы.

Модели глубинной геодинамики

На VS-разрезе по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2016, 2017) выделяется низкоскоростная зона, погружающаяся от Тункинской впадины вдоль долины в восточном направлении под Южный Байкал на глубину до 70 км. Зона оканчивается под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины резкой латеральной сменой скоростей S-волн (станция Талая – ТАЛ). Андерплэйтинг высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) сопровождается отторжением (деламинацией) низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию. На глубине 40–50 км скорость снижается до 4.1 км/с под западной частью Тункинской долины и превышает 4.3 км/с под Южным Байкалом. На глубине 50–70 км, скорость, наоборот, превышает 4.5 км/с под западной частью Тункинской долины и снижается до 4.2 км/с под Южным Байкалом (рис. 7).

Очевидно, что под Южно-Байкальской впадиной кора утолщалась вследствие орогенеза, но затем деламинировалась. Ороген существовал в юрское время и обозначен накоплением молассоидов байкальской свиты (Скобло и др., 2001). Состояние сжатия коры поддерживалось в мелу-палеогене, когда на месте будущей Южно-Байкальской впадины продолжало существовать Южно-Байкальское поднятие, разделявшее Предбайкальский и Селенгино-Витимский прогибы (Rasskazov et al., 2021). Иными словами, до Южно-Байкальской впадины нижняя часть коры была утолщенной и была

деламинарована при образовании Южно-Байкальской впадины.

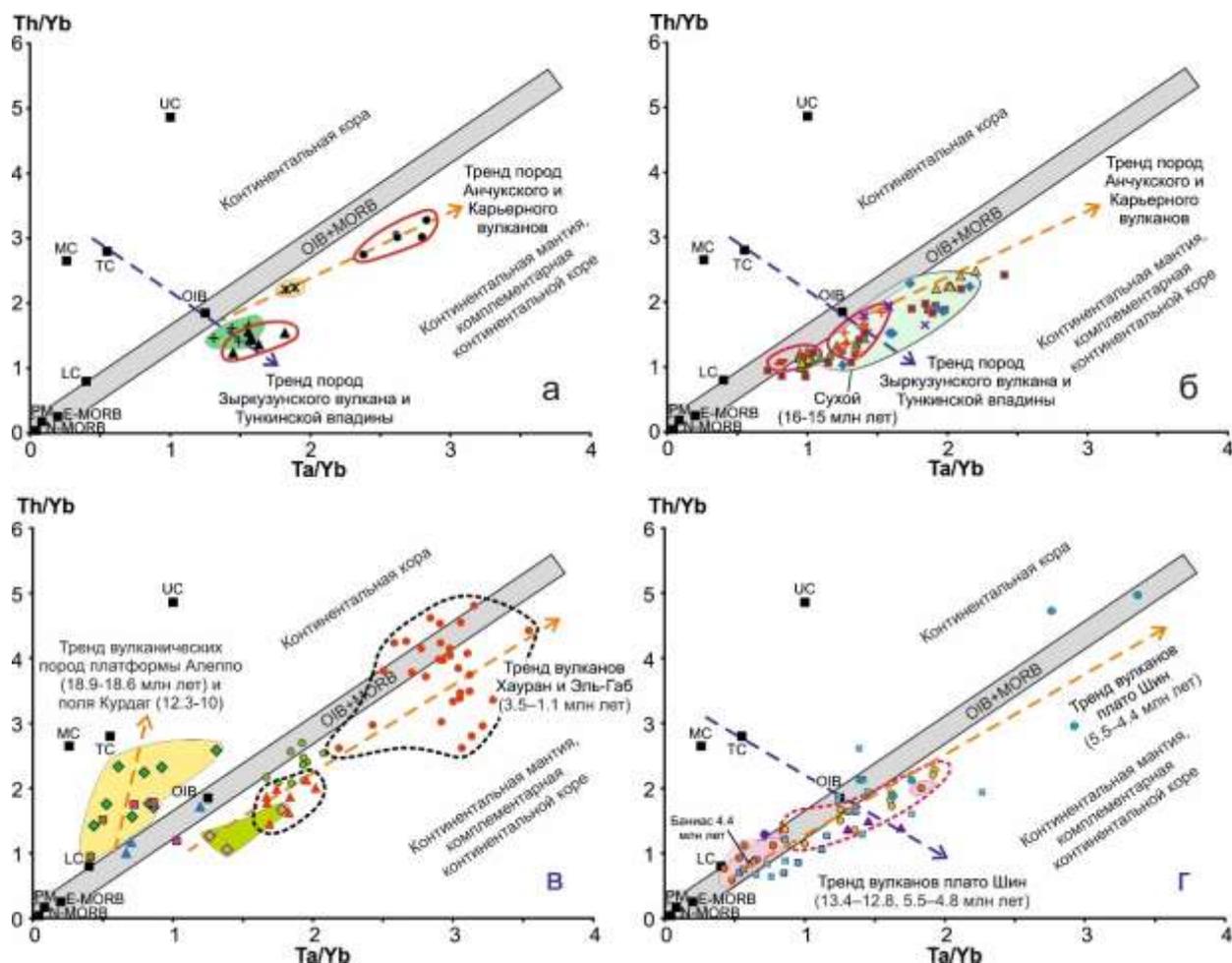


Рис. 6. Диаграммы Th/Yb – Ta/Yb вулканических пород Западного Прибайкалья (а и б) и Сирии (в и г). Усл. обозн. и источники использованных данных см. рис. 4. Обобщенные тренды показаны штриховыми линиями со стрелками (объяснения в тексте). Составы E-MORB, N-MORB, OIB и PM (primitive mantle) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), составы нижней коры (LC), средней коры (MC), верхней коры (UC) и всей коры (TC) – по работе (Rudnick, Fountain, 1995).

Fig. 6. Diagrams of Th/Yb – Ta/Yb for volcanic rocks from the Western Baikal region (a and б) and Syria (в and г). Symbols and references on data used are as in Fig. 4. Generalized trends are shown by dashed lines with arrows (explanations in the text). Compositions of E-MORB, N-MORB, OIB and PM (primitive mantle) are shown after (Sun, McDonough, 1989), compositions of the lower crust (LC), middle crust (MC, middle crust), upper crust (UC, upper crust), and total crust (TC) – after (Rudnick, Fountain, 1995).

В отличие от растянутой и утоненной (до 35 км) коры Южного Байкала, современная кора восточной части Тункинской долины имеет мощность до 49 км. Вследствие горячей трансенсии 18–12 млн лет назад кора могла здесь также утоняться, но в результате последующего сжатия мощность коры увеличилась. Глубинная структура коры восточной части Тункинской долины сформировалась на фоне мел-палеогенового Южно-

Байкальского орогена в обстановке дивергенции (горячей трансенсии) с последующим переходом к обстановке конвергенции. Горячая трансенсия восточной части Тункинской долины, в сущности, обозначила сравнительно короткий дивергентный эпизод 18–12 млн лет назад на фоне общего конвергентного развития территории в позднем мезозое и кайнозое.

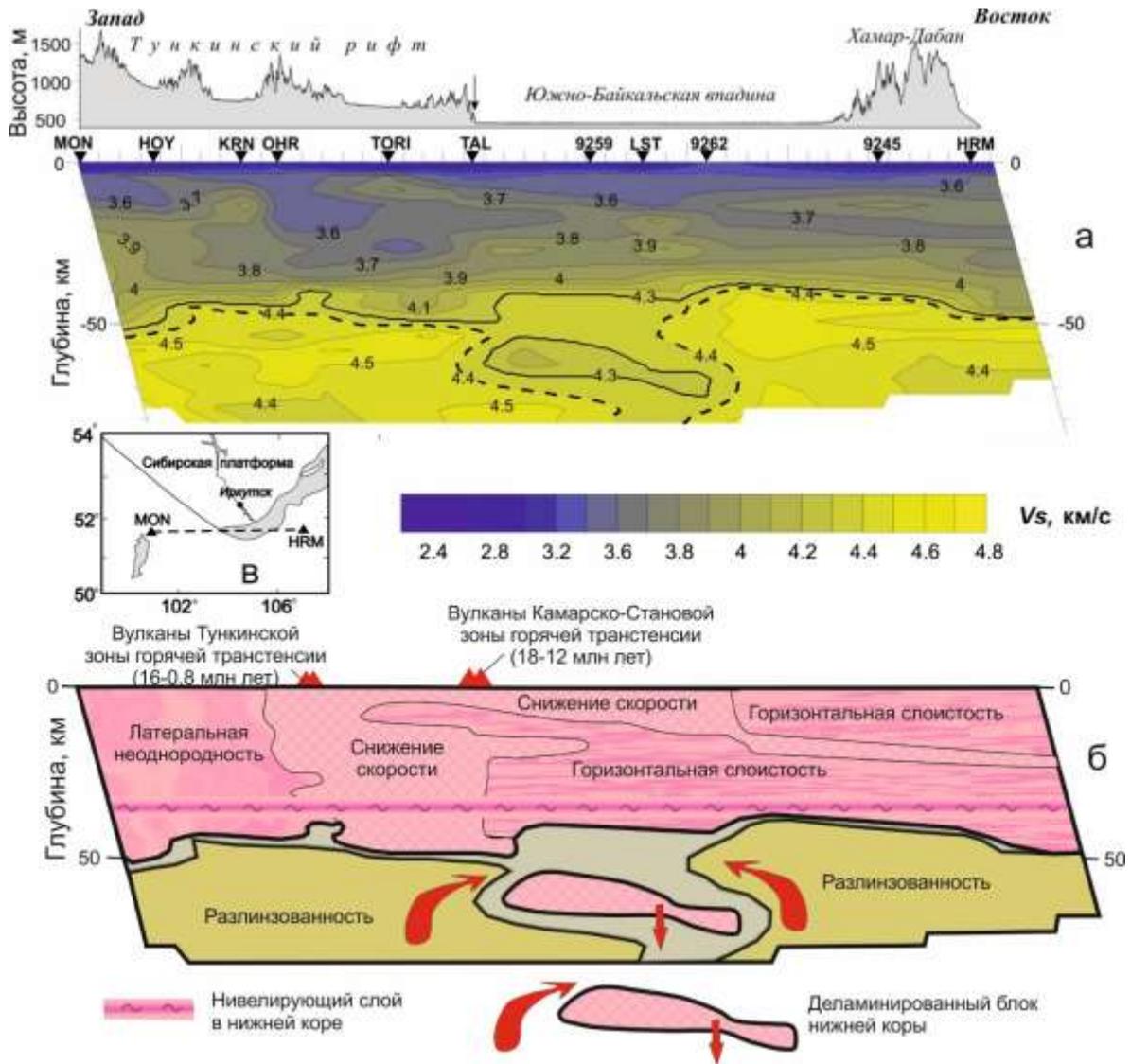


Рис. 7. V_S -разрез по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2016, 2017) (а) и интерпретация разреза с учетом характера источников вулканизма, глубинных нодулей из вулканических пород и псевдотачилитов (б). На панели а стрелка над рельефом указывает пересечение разреза с Главным Саянским разломом. Изолинии V_S проведены с шагом 0.1 км/с. Сейсмический снос учтен наклоном разреза. Линия профиля показана на врезке. Нивелирующий пластичный слой в нижней коре отделяет прочные блоки нижней коры от блоков средней и верхней коры, в которых происходят хрупкие сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2021).

Fig. 7. V_S cross-section along the Mondy – Khuramsha profile (Mordvinova et al., 2016, 2017) (a) and interpretation of the section taking into account the nature of volcanism sources, deep-seated nodules from volcanic rocks and pseudotachylites (b). On panel a, the arrow above the relief indicates the intersection of the cross-section with the Main Sayan Fault. The V_S contours are shown in increments of 0.1 km/s. Seismic drift is taken into account by the slope of the cross-section. The profile line is shown on the insert. The leveling plastic layer in the lower crust separates the strong blocks of the lower crust from those of the middle and upper crust, in which fragile seismogenic deformations occur (Rasskazov et al., 2021).

Неровности границы Мохо на V_S -разрезе (рис. 7) отражают, с одной стороны, юрско-палеогеновую структуру Южно-Байкальского орогена, с другой стороны, пространственное сочетание сжатия восточной части

Тункинской долины с растяжением Южно-Байкальской впадины после ранне-среднемиоценовой трансенсии в Камарско-Становой зоне. Между сжатой восточной частью Тункинской долины и растянутой

центральной частью Южно-Байкальской впадины деформации коры нивелировались по пластичному слою, выдержанному на уровне около 38–39 км. Выше пластичного слоя, в средней и верхней коре, развивались хрупкие сейсмогенные деформации. Ниже пластичного слоя обособились прочные блоки утолщенной нижней коры. Утонение до 35 км под наиболее растянутой частью коры Среднего Байкала распространяется выше пластичного слоя, что предполагает наиболее активный характер растягивающих усилий.

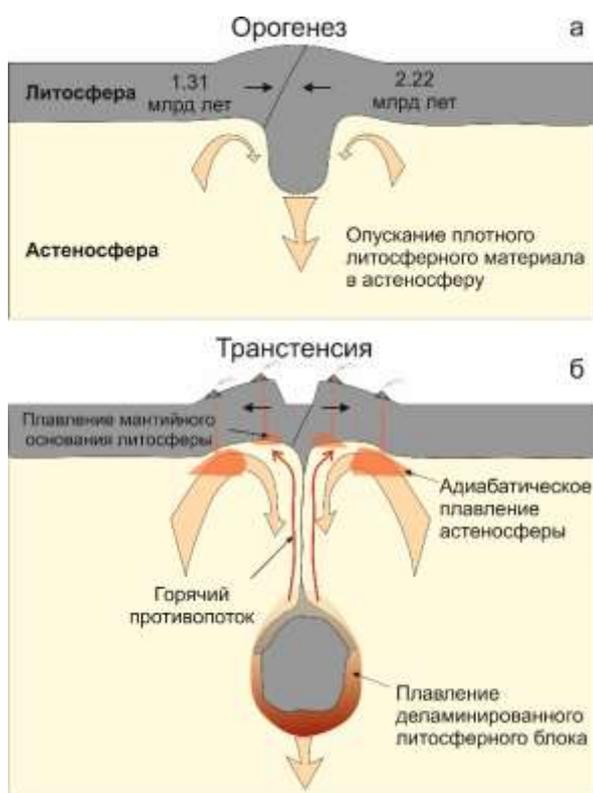


Рис. 8. Схема утолщения литосферы Южно-Байкальского орогена в юре-палеогене (а) и последующей деляминации с погружением в астеносферу блока его корневой мантийной части под Камарско-Становой зоной трансенсии в раннем-среднем миоцене (б). На схеме б погружение деляминированного блока инициирует горячий противопоток, обеспечивший плавление мантийного основания литосферы на границе террейнов возрастом 2.22 и 1.31 млрд лет и извержения выплавок 18–12 млн лет назад.

Fig. 8. Scheme of the lithosphere thickening beneath the South Baikal orogene in the Jurassic-Paleogene (a) and subsequent delamination with immersion in the asthenosphere of the block of its root mantle part under the Kamar-Stanovoy zone of transtension in the Early-Middle Miocene (b). In scheme b, the

immersion of the delaminated block initiates a hot counterflow that ensured the melting of the mantle base of the lithosphere at the boundary of terranes aged 2.22 and 1.31 Ga and the eruption of melts of 18–12 Ma.

Латеральная смена структуры коры под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины свидетельствует о новейшей динамической неустойчивости корово-мантийной границы. Перед горячей трансенсией метаморфизованная кора Слюдянского субтеррейна вновь подвергалась конвергенции в юрско-палеогеновом Южно-Байкальском орогене, а после ранне-среднемиоценовой горячей трансенсии вновь расплющилась в связи с распространением процессов Индо-Азиатской конвергенции. Было деляминировано основание коры под Южным Байкалом с постепенным снижением эффекта деляминации в инверсионном (испытывавшем сжатие) Еловско-Култукском сегменте восточной части Тункинской долины.

Учитывая характер тектонического развития территории в позднем мезозое и кайнозое, компонентный состав излившихся мантийных расплавов Западного Прибайкалья интерпретируется в рамках модели деляминации утолщенной литосферы (Кау, Кау, 1993; Elkins-Tanton, 2005). Предполагается, что вследствие юрско-палеогенового орогена вместе с корой утолщалась мантийная часть литосферы (рис. 8а). В результате трансенсии утолщенная часть литосферы подвергалась деляминации и погружалась в астеносферу, вызывая горячий противопоток, который обеспечил плавление мантийного основания разновозрастной литосферы в зоне трансенсии (рис. 8б). Реальность модели деляминации с погружением в астеносферу плотного литосферного блока подтверждается наличием такого блока и низкоскоростной линзы над ним под Восточным Хангаем в скоростной модели S-волн профиля МОВАЛ-2003 (Мордвинова и др., 2007) и соответствующим проявлением тренда нижняя кора – рстит на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb вулканических пород территории (Рассказов и др., 2012).

Подобная модель применима для вулканических пород Сирии, образующих на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb тренды нижняя кора –

рестит и средняя (валовая) кора – рестит. В этой модели погружение деламинарованного блока под Камарско-Становой зоной трансформации инициирует горячий противопоток, обеспечивший плавление мантийного основания литосферы на границе террейнов возрастом 2.22 и 1.31 млрд лет. Возраст источников определен по Pb-изотопным данным (Rasskazov et al., 2021). Расчет по изотопным отношениям Pb вулканических пород Сирии также обнаруживает латеральное изменение возраста источников от ~3.3 млрд лет в Северо-Восточной Сирии до 1.86 млрд лет в Западной Сирии. Вулканические породы на первой территории не выходят за пределы состава ELMU, на второй территории – перекрывают составы ELMU и HIMU (рис. 9).

Для вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – Шин допускаются два варианта генерации источников. В модели 1 магматические расплавы образуются в нижней части коры с участием более глубокого (мантийного) источника корневой части подлитосферной расплавной аномалии с последующей миграцией процесса деламинации литосферы. В модели 2 магматические расплавы генерируются на разных глубинах непосредственно при тектонической деламинации литосферы.

В обеих моделях магматические расплавы плато Джабаль Эль-Хасс характеризуются высокой степенью частичного плавления безгранатового источника (рис. 10а,г), расплавы плато Абу-Аддохур – низкой степенью частичного плавления при высоком содержании граната (рис. 10б,д) и магма плато Шин характеризуется средней степенью частичного плавления, гранатовым источником и также средней глубиной источника

относительно источников магмы Джабаль Эль-Хасс и плато Абу-Аддохур (рис. 10в,ж). Промежуточные характеристики источника магмы плато Шин могут объясняться расположением вулканического плато Шин в зоне северной части СРММ и относительно малой толщиной литосферы.

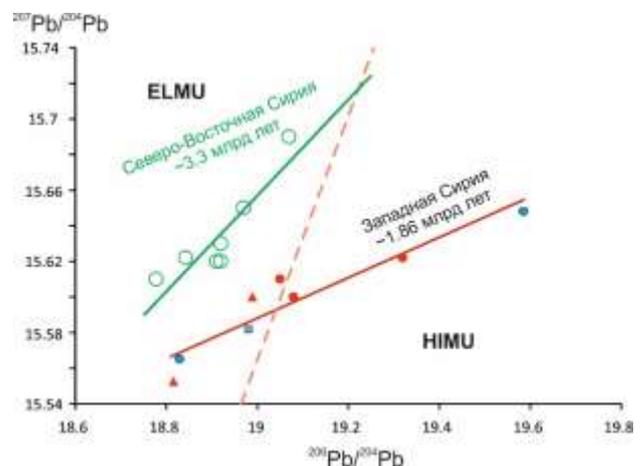


Рис. 9. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканических пород Сирии. Граница составов ELMU (Elevated μ) и HIMU (High μ) из работы (Rasskazov et al., 2020). Для расчета возраста источников вулканических пород использованы данные из работ (Krienits et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011). Усл. обозн. см. рис. 4. Зелеными кружками показаны составы вулканических пород районов Евфрат, Хасаке и крайнего северо-востока Сирии.

Fig. 9. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for volcanic rocks from Syria. Boundary of the ELMU (Elevated μ) and HIMU (High μ) compositions are from (Rasskazov et al., 2020). For age calculation of volcanic rock sources, data from (Krienits et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011) are used. Symbols are as in Fig. 4. Green circles show compositions of volcanic rocks from the Euphrate, Hasakah, and the extreme north-eastern areas of Syria.

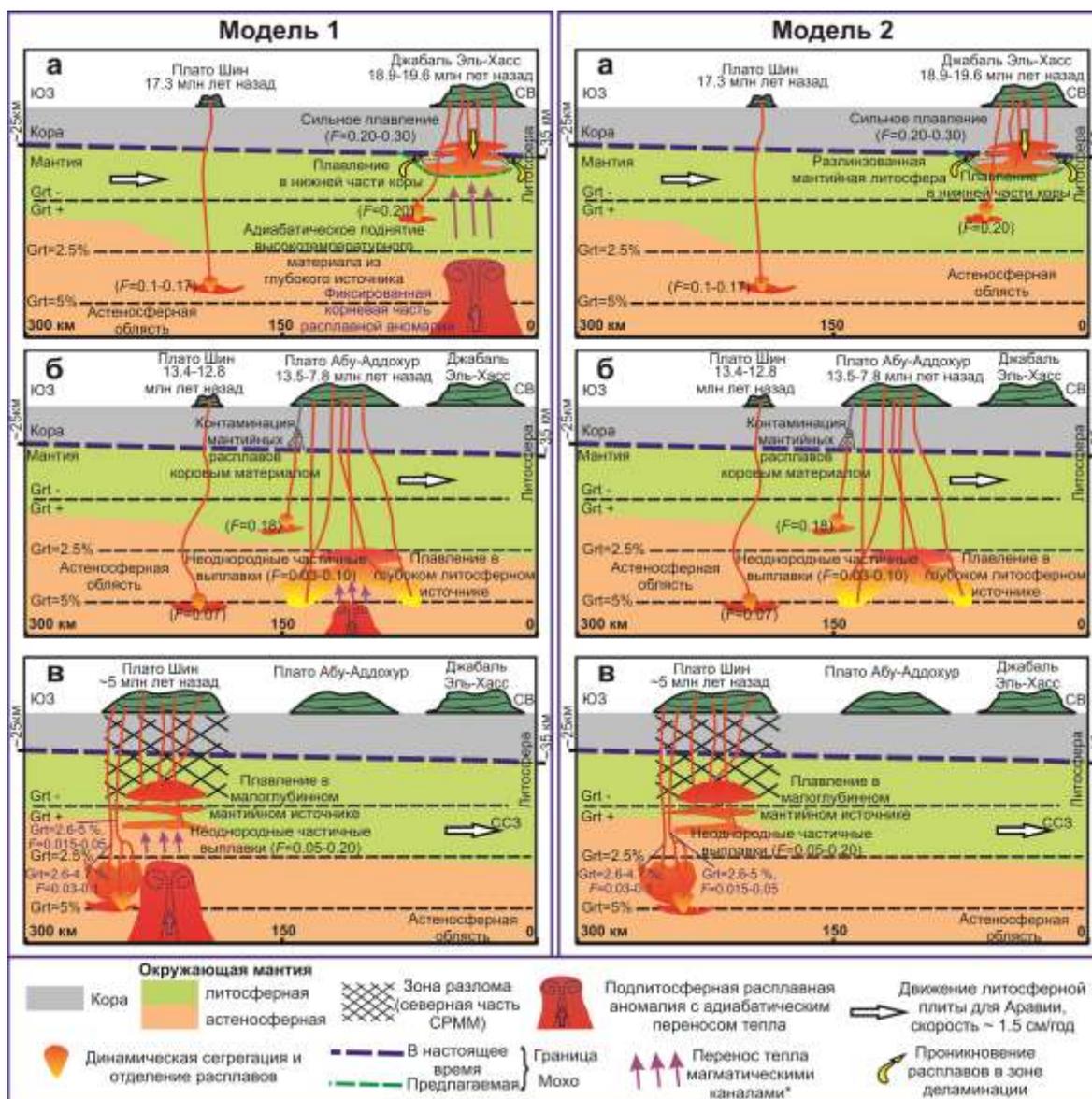


Рис. 10. Модели источников пород вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс, Абу-Аддохур и Шин. *а-в* и *г-ж* – последовательные эпизоды плавления, соответственно, в моделях 1 и 2. Показана приблизительная глубина границы Мохо (Seber et al., 1997). Вовлечение в магнеобразование однородной (астеносферной) мантии спровоцировано импульсом сжатия литосферы. *F* – степень частичного плавления.

Fig. 10. Models of volcanic rock sources from progression of the Jabal Al-Hass, Abu Addohur, and Shin plateaus. *a-b* and *г-ж* are successive melting episodes, respectively, in models 1 and 2. The approximate depth of the Moho boundary is shown after (Seber et al., 1997). Involvement in magma generation of a homogeneous (asthenospheric) mantle is provoked by an impulse of the lithosphere compression. *F* is the degree of partial melting.

Заклучение

Вулканические породы Западного Прибайкалья и Сирии имеют сходные геохимические характеристики источников, свидетельствующие о сходных механизмах глубинного магнеобразования.

В Западном Прибайкалье выявлена пространственная смена (с запада на восток) источников вулканических пород Быстринской зонами с низким содержанием клинопироксена источниками вулканических пород Камарской и Становой зон с высоким содержанием клинопироксена, сопровождающаяся

уменьшением глубины (от гранатовой к безгранатовой фации) и усилением плавления. В разных районах Сирии для ранних (олигоцен-миоценовых) вулканических пород определены источники, подобные источникам вулканических пород Камарской и Становой зон Западного Прибайкалья, а для поздних (позднеплиоценовых и четвертичных) лав – источники, подобные источникам вулканов Быстринской зоны. В вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хаас – Шин ранние (раннемиоценовые) и поздние (рубежа миоцена и плиоцена) лавы принадлежали к источникам, подобным источникам вулканических пород Камарской и Становой зон Западного Прибайкалья, а лавы середины прогрессии – к источникам, подобным источникам вулканов Быстринской зоны. С учетом характера тектонического развития территорий в позднем мезозое и кайнозое, компонентный состав излившихся расплавов интерпретируется в рамках модели деляминации утолщенной литосферы. Вулканизм Западного Прибайкалья проявился в обстановке трансформации, наложенной на ороген и сменившейся обстановкой сочетания сжатия в Центрально-Азиатской орогенной системе (производного Индо-Азиатской конвергенции) с растяжением в Байкальской рифтовой системе. Развитие вулканизма Сирии связывается с деформационным полем конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, в котором оформились структуры Левантского бассейна и системы разломов Мертвого моря.

Деляминация литосферы Западного Прибайкалья, получившая развитие при переходе от Южно-Байкальской впадины к инверсионной части Тункинской долины, подтверждается данными сейсмической томографии. Деляминация литосферы Сирии предполагается пока только по геохимическим характеристикам вулканических пород.

Благодарности

Для определения микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН.

Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021. Т. 21, № 4. С. 517–545.

Логачев Н.А. Вулканические и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девршер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007, № 2. С. 21–32.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103. doi:10.5800/GT-2016-7-1-0198.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С. Скоростное строение южной окраины Сибирского кратона и его складчатого окружения по объемным волнам далеких землетрясений // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 4, № 1. С. 37–41.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Кожевников В.М., Саньков В.А. Академик Н.А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. Т. 1, № 3. С. 209–224.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский

вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095

Семинацкий К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улибят М. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е. Джерде Э., Хана С. Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Тель-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // *Геохимия*. 1996. Т. 34, № 9. С. 819–835.

Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лебедев В.А., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // *Доклады РАН*. 1998. Т. 358. № 1. С. 96–99.

Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Леонов Ю.Г., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // *Петрология*. 1994. Т. 2, № 4. С. 439–448.

Abdul-wahed M.K., Asfahani J. The recent instrumental seismicity of Syria and its implications // *Geofisica internacional*. 2018. V. 57, No. 2. P. 121–138.

ArRajehi A., McClusky S., Reilinger R., Daoud M., Alchalbi A., Ergintav S., Gomez F., Sholan J., Bou-Rabee F., Ogubazghi G., Haileab B., Fisseha S., Asfaw L., Mahmoud S., Rayan A., Bendik R., Kogan L. Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: implications for Red Sea and Gulf of

Aden rifting // *Tectonics*. 2010. No. 29. P. TC3011, doi:10.1029/2009TC002482

Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // *J. Petrol.* 1997. V. 36. P. 1359–1390.

Bosworth W. Geological Evolution of the Red Sea: historical background, review and synthesis. In: Rasul NMA, Stewart ICF (eds) *The Red Sea* // Springer Earth System Sciences. 2015. P. 45–78.

Bosworth W., Burke K. Evolution of the Red Sea–Gulf of Aden rift system / In: Post PJ, Rosen NC, Olson DL, Palmes SL, Lyons KT, Newton GB (eds) // *Petroleum systems of divergent continental margin basins. Gulf Coast Section SEPM Foundation 25th Bob F. Perkins Annual Research Conference, Houston, 4–7 Dec. 2005. CD-ROM*, P. 342–372.

Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A., Sawaf T. Tectonic and geologic evolution of Syria // *GeoArabia, Bahrain*. 20016. V. 6, No. 4. P. 573–616.

Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. Structure and tectonic development of the Dead Sea Fault System and Ghab Basin in Syria // *Journal of the Geological Society of London*. 2001a. V. 158. P. 665–674.

Capan U.Z., Vidal Ph., Cantagrel J.M. K–Ar, Nd, Sr and Pb isotopic study of Quaternary volcanism in Karasu Valley (Hatav), N end of Dead-Sea Rift zone in SE Turkey // *Yerbilimleri*. 1987. V. 14. P. 165–178.

Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination // *Plates, Plumes, and Paradigms*. (eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnal and D.I. Anderson). Geological Society of America, Boulder, CO. 2005. P. 449–462.

England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // *Science*. 1997. V. 278. P. 647–650.

Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. 1970. V. 267, No. 1. P. 107–130.

Garfunkel Z. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // *Isr. J. Earth Sci.* 1989. V. 38. P. 51–74.

Giann'erini G., Campredon R., F'eraud G., Zakhem B. Deformations intraplaques et volcanisme associ'e: exemple de labordure NW de la plaque arabique au Cenozoique // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1988. V. 8. P. 937–947.

- Heimann A., Ron H. Geometric changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea transform: geochronologic and paleomagnetic evidence // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 477–491.
- Hofmann C., Courtillot V., Feraud G. et al. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change // *Nature*. 1997. V. 389. P. 838–841.
- Ibrahim K.M., Tarawneh K., Rabba I. Phases of activity and geochemistry of basaltic dike systems in northeast Jordan parallel to the Red Sea // *J. Asian Earth Sci.* 2003. V. 21. P. 467–472.
- Ilani S., Harlavan Y., Tarawneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibrahim K., Peltz S., Steinitz G. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // *Geology*. 2001. V. 29. P. 171–174.
- Kamal M.H. Syrian Regional Geology (1). Damascus university, 1998. No. 1. 382 p.
- Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177–189.
- Krienitz M.S., Haase K.M., Mezger K., Eckardt V., Shaikh-Mashail M.A. Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria // *Contrib Mineral Petrol.* 2006. V. 151. P. 698–716. DOI 10.1007/s00410-006-0088-1
- Krienitz M.-S., Haase K.M., Mezger K., van der Bogaard P., Tiemann V., Shaikh-Mashail M.A. Tectonic events, continental intraplate volcanism, and mantle plume activity in northern Arabia: Constraints from geochemistry and Ar-Ar dating of Syrian lavas // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2009. V. 10 (4). Q04008. Doi:10.1029/2008GC002254
- Lustrino M., Sharkov E.V. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *Journal of Geodynamics*. 2006. V. 42. P. 115–139.
- Ma G.S.K., Malpas J., Suzuki K., Lo Ch. H., Wang K.L., Iizuka K., Xenophontos C. Evolution and origin of the Miocene intraplate basalts on the Aleppo Plateau, NW Syria // *Chemical Geology*. 2013. V. 335. P. 149–171.
- Ma G. S.-K., Malpas J., Xenophontos C., Chan G. H.-N. Petrogenesis of latest Miocene-Quaternary continental intraplate volcanism along the Northern Dead Sea Fault System (Al Ghab-Homs volcanic field), Western Syria: Evidence for lithosphere-asthenosphere interaction // *J. Petrol.* 2011. V. 52 (2). P. 401–430.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N., Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 5695–5719.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Taeleb A. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. P. 126–138.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., Wernicke B.P. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, No. 20. 2036. Doi:10.1029/2003GL017992
- Mittlefehldt D.W. Genesis of cpx-amphibole xenoliths from Birket Ram: trace element and petrologic constraints // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 88. P. 280–287.
- Mor D. A time-table for the Levant Volcanic Province, according to K-Ar dating in the Golan Heights, Isr. // *J. Afr. Earth Sci.* 1993. V. 16. P. 223–234.
- Nasir S., Safarjalani A. Lithospheric petrology beneath the northern part of the Arabian plate in Syria: evidence from xenoliths in alkali basalts // *J. Afr. Earth Sci.* 2000. V. 30. P. 149–168.
- Netzeband G.L., Gohl K., Hubscher C.P., Ben-Avraham Z., Deghani G.A., Gajewski D., Liersch P. The Levantine Basin – crustal structure and origin // *Tectonophysics*. 2006. V. 418. P. 167–188.
- Quennell A.M. The western Arabia rift system. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* // Geological Society, London. 1984. Special Publication No. 17. P. 775–788.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals* 2020, 10 (9): 739.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic

rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33, No. 3. P. 267–309.

Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Ysef A., Al-Shara M., Jobaili Y. Neotectonic map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the

northwestern boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.* 2005. V. 40. P. 135–256.

Seber D., Vallvé M., Sandvol E., Steer D., Barazangi, M. Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GIS) // *GSA Today*. 1997. V. 7, No. 2. P. 1–6.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Аило Юссеф,

старший лаборант, аспирант,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор,
Сирия,

email: youseph.gh.g@gmail.com.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук,
профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: rassk@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ty@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ailo Youssef,

Senior Laboratory Assistant, Postgraduate Student,

664033 Irkutsk, ul. Lermontova, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria,
email: youseph.gh.g@gmail.com.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences,

Professor, Head of laboratory, Head of Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: rassk@crust.irk.ru.

Yasnygina Tatyana Aleksandrovna,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ty@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Assistant Professor,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Литология

УДК 552.5(571.5)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.45>

Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье)

С.В. Рассказов^{1,2}, А. Аль Хамуд^{2,3}, А. Хассан^{1,2,4},
Н.В. Кулагина¹, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Р.Ц. Будаев⁵

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

⁴ Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

⁵ Геологический институт СО РАН им. Н.Л. Добрецова, Улан-Удэ, Россия

Аннотация. Манзурский аллювий – полихронный комплекс накоплений песка и галечника в плиоцен-раннеплейстоценовой палеодолине Пра-Манзурки. Слои тонкообломочного (алевритового и глинистого) материала в аллювии редки. В наиболее раннем (бугульдейском) аллювиальном горизонте палеодолины обнаружена 3-метровая озерная линза горизонтально-слоистых тонкообломочных отложений, в которых определен достаточно единообразный состав спорово-пыльцевых спектров и выявлено отчетливое изменение литогеохимических показателей от слабого выветривания материала в подошве до сильного – в кровле. По смене литогеохимических характеристик озерных отложений установлен эпизод раннеплиоценовых палеоклиматических вариаций холода и тепла, происходивших на фоне консервативного существования лесной растительности теплого и влажного климата.

Ключевые слова: Юг Сибири, Предбайкалье, осадочные отложения, плиоцен, четвертичный период, литология, палинология.

Lithogeochemical and palynological indicators of the early Pliocene paleoclimate in lacustrine sediments from a Manzurka alluvium section (Predbaikal)

S.V. Rasskazov^{1,2}, A. Al Hamud^{2,3}, A. Hassan^{1,2,4},
N.V. Kulagina¹, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, R.C. Budaev⁵

¹ Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

⁴ Al Bass University, Homs, Syria

⁵ Geological Institute of SB RAS named after N.L. Dobretsov, Ulan-Ude, Russia

Abstract. The Manzurka alluvium is a polychronous complex of accumulations of sand and pebbles in the Pliocene-Early Pleistocene Proto-Manzurka paleovalley. Layers of fine-grained (aleurite and clay) material are rare in the alluvium. In the earliest (Buguldeika) alluvial horizon of the paleovalley, a 3-meter lacustrine lens of horizontally layered fine-fragmented sediments was found, in which a fairly uniform composition of spore-pollen spectra was determined and a distinct change in lithogeochemical indicators from weak weathering of material in the foot to strong – in the roof of the lens was revealed. From change in the lithogeochemical characteristics of the lacustrine sediments, an episode of early

Pliocene paleoclimatic variations of cold and heat was established. It occurred on background of the conservative existence of forest vegetation of warm and humid climate.

Keywords: *South of Siberia, Cis-Baikal region, sedimentary deposits, Pliocene, Quaternary period, lithology, palynology.*

“Properly made geologic maps are the most quantitative data in geoscience: While we may debate the nature of a contact, the contact and dip-strike measurements, if properly located, should be there 100-200 years hence and are therefore both quantitative and reproducible, something that cannot be said of experiments in some of the other sciences.”¹

Şengör, 2014

Введение

В суждениях о поздней истории Южно-Байкальской впадины имелись и имеются разногласия. Ключевая информация о донных осадках оз. Байкал была получена уже в начале 1970-х гг. В разных частях Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадин и разделяющей их перемычки (подводного Академического хребта) 10–12-метровыми колонками был определен неоднородный состав отложений при наличии в нижних частях колонок осадков мелководного или речного происхождения и сделан вывод о молодом (позднеплейстоценовом) возрасте глубокого Байкала (Голдырев и др., 1975; Мац и др., 1975). В последующих реконструкциях поздней тектонической истории озерных впадин этот подход к изучению донных осадков уступил место построениям, оперирующим информацией о таком же строении более глубоких частей осадочного разреза на дне Байкала.

В дискуссии о возрасте глубокого Байкала (Логачев, 1974; Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Лопатин, 2016; Кононов, Хлыстов, 2017) привлекались данные по интерпретации происхождения и возраста древних палеодолин Пра-Манзурки и Пра-Анги на Ангаро-Ленском междуречье северо-западного побережья Байкала. Высказывалась

крайняя точка зрения, в которой делался упор на находке аллювия Пра-Мазурки у мыса Роговик, вблизи устья р. Голоустой, на высоте 350 м над уровнем озера, и допускалось отсутствие оз. Байкал в манзурское время. В сухоходольный этап развития Южно-Байкальской впадины верховья Пра-Манзурки относились к Пра-Селенге (Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Лопатин, 2016).

В последние годы были получены новые данные о строении и возрасте осадочных комплексов, покоящихся на Танхойской тектонической ступени южного побережья оз. Байкал. В изученном разрезе правобережья р. Мишиха были установлены опрокинутые слои эоцена – начала плиоцена, перекрытые четвертичными валунными галечниками, что свидетельствовало о значительных тектонических деформациях, прервавших длительное однонаправленное развитие южного борта Южно-Байкальской впадины в раннем плиоцене (Аль Хамуд и др., 2019, 2021). Новые данные, полученные по отложениям древних палеодолин северо-западного побережья озера, в Ангаро-Ленском междуречье, показали начало накопления аллювия в Пра-Манзурке приблизительно в это же время (Rasskazov et al., 2020).

Древние палеодолины Предбайкалья изучались с 19-го столетия. Развитие

¹ Правильно составленные геологические карты являются наиболее количественными данными в геонауке: хотя мы можем спорить о природе контакта, измерения контакта и падения, если они правильно определены, должны быть там через 100–200 лет и поэтому являются количественными и воспроизводимыми, чего нельзя сказать об экспериментах в некоторых других науках.

представлений о строении осадочных толщ в палеодолинах служит региональным примером в преподавании дисциплины «История и методология геологических наук» на геологическом факультете Иркутского государственного университета. Цель настоящей работы – дать объективную оценку информации о манзурском аллювии, долгое время изучавшемся геологами с использованием различных подходов, и привести данные по новому опорному разрезу аллювия, в котором обнаружены самые ранние (нижнеплиоценовые) отложения палеодолины Пра-Манзурки. Соответственно, в анализе истории изучения древнего аллювия в Ангаро-Ленском междуречье Предбайкалья мы делаем основной акцент на информации об аллювиальных отложениях с литологическими характеристиками манзурской свиты, для которых обосновывался наиболее древний возраст.

История изучения древних палеодолин Ангаро-Ленского междуречья

Исторический обзор работ по древним палеодолинам территории выстраивается по принципу начального обоснования новых геологически-значимых выводов, которые подтверждались в последующих работах, выстраивающихся в повторении этих же выводов в рамках «основного потока геологии».

Начальные высказывания о древних палеодолинах А.Л. Чекановского, А.С. Кульчицкого, Н.В. Думитрашко, Е.В. Павловского, Н.В. Фроловой и других геологов-первопроходцев воспринимаются в настоящее время как предположения общего характера, имевшие, тем не менее, основополагающее значение для постановки задач по изучению аллювия. В одной из ранних работ (Павловский, Фролова, 1941) аллювий связывался с формированием «мощной речной сети» после юрских угленосных отложений, накопившихся в результате мезозойско-кайнозойских движений земной коры. Был описан древний аллювий, представленный у дер. Манзурка разнотерными желтыми полимиктовыми песками с прослоями и линзами серых вязких глин. В составе гальки отмечены исключительно изверженные и метаморфические породы докембрия местного происхождения.

Систематическое изучение аллювия палеодолины Пра-Манзурки (получившего название «манзурский аллювий») было

положено монографией Н.А. Логачева и др. (1964, с. 102), в которой аллювий определялся как «многократное переслаивание или линзование галечников и песков, среди которых лишь изредка встречаются тонкие прослойки светлых каолинит-гидрослюдистых глин».

Обращалось внимание на преобладание в галечниках гальки среднего и мелкого размера. На стр. 103 цитированной монографии приведена характеристика обломочного материала: «Галечниковый материал хорошо окатан, что свидетельствует о длительности переноса обломков, подтверждаемой, кроме того, и петрографическим составом галек, среди которых представлена в основном обширная гамма пород Западного Прибайкалья: разнообразные порфиры, фельзиты, ортофиры, порфириты, туфы и туфобрекчии кислых эффузивов, кремнистые породы, кварциты и кварц, реже встречаются граниты, граносиениты, кристаллические сланцы, окремнелые доломиты и известняки, конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты. Среди перечисленных пород первое место занимают эффузивы и туфы, составляющие нередко до 60–70 % галек и имеющие своим вероятным источником грубообломочные юрские отложения верховьев рек Голоустной и Ушаковки, либо вулканиты хибеленской свиты. В гальке легко распознаются кремнистые сланцы и песчаники байкальского комплекса и конгломераты ушаковской свиты. Наряду с этим, чуждым для современного бассейна р. Манзурки материалом, составляющим главную массу галек, изредка встречается галька местных пород – окремнелых доломитов и известняков ленского яруса, бордовых и лиловых песчаников и алевролитов верхоленской свиты. В двух случаях отмечены обломки юрского песчаника с углефицированными растительными остатками».

В строении разреза отмечалось два типа макрослоистости – параллельный и линзовидный (косой). Подчеркивалась хорошая отмытость разнотерных песков от глинистых частиц. Особое внимание уделялось проявлениям глинистых отложений. «Глинистые породы в составе аллювия появляются довольно редко. Они представлены тонкими, не более 30–40 см, невыдержанными прослоями алевролитистых и песчанистых каолинит-гидрослюдистых глин светло-серого цвета. Местами, например у сел Харбатово и Манзурка, в них имеются неясные отпечатки травянистых стеблей, замещенных железистой охрой. Глины встречаются также в виде

«катунов», которые группируются в пределах одного и того же слоя песка. Прослой глины являются полуразмытыми остатками пойменной фации, о чем свидетельствует и наличие глиняных катунов. В основной части разреза доминируют типично русловые фации аллювия, многократно повторяющиеся. Пойменные и старичные фации, видимо, редуцировались при блуждании русла Пра-Манзурки, по мере перехода его на более высокие уровни, однако их роль на заключительной стадии аккумуляции значительно усилилась» (Там же, с. 107).

На примере разреза скважины у с. Кайзеран обосновывалась гипотеза об однонаправленном изменении гранулометрического состава отложений снизу вверх. «В нижней его части непосредственно на доломитах нижнего кембрия (ангарская свита) залегают средние и грубые галечники с валунами, изредка прослоенные грубозернистыми песками (интервал 145–195 м). Выше, в интервале 40–145 м, следуют разнозернистые, в том числе гравийные, пески с прослоями средних галечников. Еще выше (интервал 16–40 м) галечники почти полностью исчезают, но зато появляются мелкозернистые алевритистые пески и алевриты, значение которых возрастает к верхней части интервала. Самый верх разреза (0–16 м) состоит из переслаивания зеленых, зеленовато-серых и «ржавых» алевритов и глин, в той или иной мере нагруженных песчинками кварца и полевого шпата; глины известковистые, местами содержат крап и крупные (до 15 см) желваки белой плотной извести» (Там же, с. 108).

Из анализа приведенного разреза и разрезов других скважин, пробуренных в долине р. Манзурки к северу от одноименной деревни, был сделан вывод «о постоянстве характера литолого-фациальных изменений, а именно – о постепенном измельчении обломочного материала отложений снизу вверх, вплоть до появления глинистых пород, которые соответствуют конечной стадии накопления аллювия и являются уже отложениями «захиревших» рек, озер и болот. Эта верхняя, существенно глинистая пачка явно контрастирует с остальной, песчано-галечниковой частью разреза, хотя и связана с ней постепенными переходами. Ее можно наблюдать в обнажениях на перевальной седловине водораздела рек Ходонцы и Унгуры, являющейся фрагментом древней долины, в Хоготской долине и на перевале между Хоготской и Карлукской долинами. Разумеется, пачка глин, будучи самым верхним членом разреза,

подверглась в большинстве мест полному размыву; наблюдаются лишь небольшие реликтовые пятна, суммарная площадь которых во много раз меньше площади, занятой более низкими горизонтами манзурского аллювия. Эти пятна приурочены к нижнему отрезку долины Пра-Манзурки, ниже пересечения ею Самодурово-Вяткинской синклинали. К югу отсюда и до дер. Косая Степь они не отмечены. Среди глин преобладают песчанистые разности густо-зеленой и зеленовато-серой окраски, реже встречаются желтые, коричневые и красно-бурые. Тонкие линзочки и компактные желваки белой извести, расположенные по слоистости, делают эти глины очень сходными с глинами баяндайской свиты (зеленые разновидности) и с глинами красноцветной формации (красно-бурые глины). Они также полиминеральные, в их составе существенное значение имеет монтмориллонит» (Там же, с. 108–109). Переход в верхней части разреза манзурского аллювия от собственно русловых фаций к пойменным и старичным связывался со сменой аллювия, обусловленной уменьшением силы потоков и временным существованием в контурах древних долин неглубоких озерных бассейнов, аккумулировавших тонкий материал.

К доманзурскому относился аллювий низких террас, захороненных под толщей манзурского аллювия близ с. Подток. Отмечалась высокая химическая выветривание осадочного материала слоя 3 древнего аллювия, ярко окрашенного в красный цвет. По обилию пыльцы травянистых растений (особенно *Artemisia sp.*) древний аллювий относился палинологом В.М. Климановой к красноцветной формации верхнего неогена. По спорово-пыльцевым спектрам манзурского аллювия в сопоставлении со спектрами слоя 3 разреза у с. Подток предполагалось общее изменение климата в сторону увлажнения, которое привело к замещению степных и лесостепных ландшафтов на лесные, формировавшихся в умеренно-теплых климатических условиях. Аллювиальный манзурский стратон помещался стратиграфически выше красноцветной формации и ниже фаунистически охарактеризованного (корбикулами и остатками млекопитающих, соответствующих

тираспольскому комплексу фауны) ангинского аллювия нижнего плейстоцена².

За монографией Н.А. Логачева и др. (1964) последовала еще серия работ по изучению осадочного наполнения древних палеодолин Ангаро-Ленского междуречья в середине 1970-х годов (Попова, 1968; Логачев, 1974; Адаменко и др., 1975; Павлов и др., 1976; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Лопатин, Томилов, 1977; и др.) и в последующие годы (Адаменко и др., 1980; Попова, 1981; Белова, 1985; Кононов, Мац, 1986; Трофимов и др., 1995; Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 2004; Кононов, 2005; Лопатин, 2016; и др.).

Манзурская свита Предбайкальского прогиба сопоставлялась в широком смысле с охристой молассой межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны и мощными аллювиальными накоплениями в погребенных тальвегах бассейна р. Селенги (Логачев, 1974). В Предбайкальском прогибе, охарактеризованном в работе (Замараев и др., 1976), манзурская свита рассматривалась как стратиграфическая единица, венчающая разрез осадочных пород конца мезозоя и всего кайнозоя, накопившихся в локальных впадинах (Павлов и др., 1976).

В обстоятельных работах по разрезам осадочных толщ (Адаменко, 1975; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980) были приведены результаты изучения многочисленных богатых местонахождений руководящих форм ископаемой фауны мелких млекопитающих. В первых трех публикациях намечалась некоторая асинхронность манзурского и ангинского аллювия, в четвертой говорилось о синхронности свит: «...ангинская свита в полном объеме датируется верхним плиоценом и

является стратиграфическим аналогом манзурской свиты» (по схеме МСК) (Адаменко и др., 1980; с. 89–90). Это соответствует оценке возрастного интервала от 3.3 до 0.7 млн лет. По схеме ГИН АН СССР свиты датировались верхней половиной нижнего и средним эоплейстоценом. Наиболее древний возраст отложений основания манзурского аллювия определен как верхнеплиоценовый (вторая половина хапровского времени) по находке в линзах глинистого гравия разреза Самодурово фауны мелких млекопитающих – представителей родов *Villania* и *Mimomys*, в незначительном количестве – виды рода *Ochotona* и *Clethrionomys cf. Rutilus* (Адаменко и др. 1980).

При сопоставлении данных, полученных для отложений анососской свиты Танхойской тектонической ступени на южном берегу Байкала и данных по манзурскому аллювию (Адаменко и др., 1975) палинологом В.А. Беловой были выделены три палинологических комплекса: 1) пыльца тсуги, пихты, ели, ореха, граба, лещины, липы, 2) пыльца смешанных хвойно-широколиственных лесов с большим количеством травянистых степных форм и 3) пыльца хвойных с участием широколиственных элементов. Первый спорово-пыльцевой комплекс был отнесен к первой половине среднего плиоцена и связывался с поднятием территории с середины среднего плиоцена до кульминации в середине верхнего плиоцена. Второй комплекс сопоставлялся с комплексом манзурского аллювия на северо-западном побережье Байкала. Третий обозначал переходный этап от манзурского к

² В 1960-1970-х гг. использовалось 2 схемы стратиграфии: схема МСК и схема ГИН АН СССР. По схеме МСК принимался рубеж четвертичной системы и плиоцена 0.7 млн лет (граница ярусов Апшерон и Баку). В схеме ГИН АН СССР это время соответствовало рубежу среднего-верхнего плейстоцена (таманского и тираспольского фаунистических комплексов. Тираспольский комплекс характеризовался начальным плейстоценовым похолоданием, во время которого вымерло большинство животных таманского комплекса. По схеме МСК принимался рубеж среднего и верхнего плиоцена 3.3 млн лет. В схеме ГИН АН СССР этот рубеж соответствовал рубежу антропогена и плиоцена. Верхний плиоцен схемы МСК (плейстоцен схемы ГИН АН

СССР) подразделялся на ярусы Акчагыл и Апшерон с границей около 2 млн лет. В схеме ГИН АН СССР более древний ярус (Акчагыл) характеризовался фаунистическими комплексами хапровским и молдавским (верхней частью), более молодой ярус Апшерон – таманским фаунистическим комплексом. В среднем плиоцене стратиграфически ниже молдавского фаунистического комплекса обозначался гиппарионовый фаунистический комплекс. Корреляция разновозрастных слоев аллювия древних палеодолин Предбайкалья с применением обеих схем приведена на рис. 5 в статье (Гнибиденко, Адаменко, 1976). Позже соотношение разных схем стратиграфии обсуждалось на примере Европейской части СССР (Никифорова, Александрова, 1987).

ангинскому аллювию. Позже нижняя часть разреза по р. Аносовке, включающая горизонт синих глин, была отнесена к верхнему миоцену (Мац и др., 2001).

Так же как в монографии (Логачев и др., 1964), в этих работах подчеркивалось резкое отличие палинологических комплексов манзурского аллювия от комплексов подстилающих отложений. Однако, если Н.А. Логачев предполагал общее изменение климата от сухого (доманзурского времени) к влажному (манзурского времени) с замещением степных и лесостепных ландшафтов на лесные, В.А. Белова связывала образование манзурского аллювия с условиями похолодания относительно обстановки более теплого палеоклимата, в котором накопились подстилающие отложения. В.А. Белова охарактеризовала комплекс спор и пыльцы доманзурских (нижнеплиоценовых) отложений байшинской свиты в бассейне р. Манзурки близ дер. Алано-Болтай и в других местонахождениях этой свиты Ангаро-Ленской провинции. Она подчеркивала внешнее отличие байшинских отложений от манзурских как буровато-коричневых делювиальных глин и песков. Приведенный ее список спор и пыльцы не содержит доминант; в субдоминантах находятся *Alnus*, *Picea*, *Abies*; в сопутствующих формах – *Tsuga sp.*, *Pinus silvestris*, *Corilus sp.*, *Juglans sp.*, *Tilia sp.*, *Caria sp.*, *Salix sp.*, *Ephedra sp.*, Graminae, Chenopodiaceae.

Среднеплиоценовых отложений в Ангаро-Ленской провинции В.А. Беловой не выделялось. Ею характеризовались палинологические спектры верхнеплиоценовых отложений подтоксской, манзурской и ангинской свит. Приведенные данные подтверждали разновозрастность отложений манзурского аллювия, установленную по ископаемой фауне мелких млекопитающих (Адаменко, 1975; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980). В долине р. Манзурки у с. Самодурово в косо-слоистых галечниках с линзами глинистого гравия были определены спорово-пыльцевые спектры с доминирующей пылью *Artemisia*, субдоминантами пыльцы *Pinus silvestris* и сопутствующими Chenopodiaceae, Leguminosae, Compositae, а также *Betula sect. Albae*, *Ulmus*, *Ilex*. Она писала о том, что в разрезе между селами Бурхай и Мал.

Голоустное спорово-пыльцевой комплекс из голубовато-серых глин с песком в основании манзурского аллювия доминирует *Artemisia*, субдоминируют *Pinus silvestris*, *Betula sect. Albae*, сопутствуют Compositae, Chenopodiaceae, Leguminosae, Gramineae, *Ilex*, *Ulmus*, *Quercus*. Спорово-пыльцевые спектры из вышележащих гравелистых песков имеют более мезофитный состав доминанта *Pinus silvestris*; субдоминантов *Artemisia*, Gramineae, *Betula sect. Albae*, сопутствующих *Pinus sibirica*, *Picea sp.*, *Tsuga sp.*, *Tilia sp.*, *Ulmus sp.*, *Ilex sp.* Близкие по составу спорово-пыльцевые спектры выделялись В.А. Беловой в разрезе Косая Степь-1 из нижних глин с песком с сопутствующими мезофитными *Tsuga sp.*, *Juglans sp.*, *Corylus sp.*, *Picea sect. Omorica*. В горизонтально-слоистых песках верхней части разреза определены обедненные спорово-пыльцевые спектры пыльцы *Pinus silvestris*, *Betula sect. Albae*, *Artemisia sp.*, Leguminosae, Rosaceae, Chenopodiaceae.

В.А. Белова (1985) пришла к выводу о том, что спектры раннего плиоцена (байшинская свита) обозначают смешанный состав пыльцы растений мезофитных и ксеромезофитных местообитаний теплоумеренной зоны. Для спектров позднего плиоцена характерны спорово-пыльцевые спектры с пылью растений ксеромезофитных местообитаний полусаванно-степного облика (подтоксское время). Более поздний аллювий манзурской свиты (вторая половина хапровского времени) содержит пыльцу и споры растений ксеромезофитных местообитаний бореального типа.

В целом, в 1970–1980-х гг. сложилось представление о верхнеплиоценовом-нижнеплейстоценовом (по современной международной хроностратиграфической шкале) возрасте аллювия древних палеодолин Ангаро-Ленского междуречья, основанное на ископаемой фауне мелких млекопитающих и спорово-пыльцевых комплексах. Это заключение было дополнено соответствующей систематикой малакофауны (Попова, 1968, 1981) и определением обратной намагниченности хрона Matuyama для красноцветных отложений Подтоксского опорного разреза (подтоксской свиты), а также прямой и обратной

намагниченности ангинского аллювия. Допускалась интерпретация прямой намагниченности стратиграфически ниже слоев с обратной намагниченностью как показатель хрона Гаусс (Гнибиденко, Адаменко, 1976). В современной хроностратиграфической шкале окончание этого палеомагнитного хрона имеет возраст 2.595 млн лет (Global..., 2016).

По результатам исследования гранулометрического состава манзурской толщи с использованием формул палеопотамологического анализа сделан вывод о накоплении аллювия в крупной реке полугорного типа с нарастанием водонасыщенности вниз по течению Пра-Манзурки, от дер. Б. Голоустное на берегу Байкала к пос. Качуг на берегу р. Лены (Трофимов, 1990). Этот вывод распространялся на все время накопления контрастного аллювия Пра-Манзурки. Конкретные данные по разновозрастным стратиграфическим единицам, установленным в разрезах, в короткой заметке не представлялись.

В начале 1990-х гг. была предпринята еще одна попытка уточнить возраст манзурского аллювия посредством термолюминисцентного (TL) датирования (О.А. Куликов), которое проводилось для проб осадочных отложений, отобранных на всем протяжении долины Пра-Манзурки с параллельными определениями спор и пыльцы (Е.М. Малаева и Н.В. Кулагина). В ангинском аллювии дополнительно изучалась малакофауна (О.М. Попова, И.В. Шибанова). В препринте (Трофимов и др., 1995) стратиграфия отложений была рассмотрена в разделах «Плиоценовые горизонты манзурского аллювия», «Плиоценовый горизонт ангинского аллювия» и «Плейстоценовые горизонты манзурского аллювия». Приведенные палинологические данные и данные о малакофауне в целом подтвердили выводы о полихронности манзурских отложений, сделанные в предшествующих работах (Логачев и др., 1964; Попова, 1968, 1981; Адаменко, 1975; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980; Белова, 1985). Новым результатом этой работы было обоснование находки относительно древних (нижне-среднеплиоценовых) отложений в двух разрезах среднего течения р. Бугульдейки. Один разрез находился ниже, другой – выше по течению реки относительно дер. Косая Степь, соответственно, в

карьерах на северной окраине дер. Турунга и на левом борту долины р. Бугульдейки, ниже впадения руч. Бильчетуй.

В первом местонахождении авторами препринта наблюдалось 10-метровое обнажение песчано-галечного материала, грубогоризонтально-слоистого, с прослоями отмытого белесого песка и гравия, во втором – чередование слоев песчано-гравийного и песчано-гравийно-галечного состава. В прослоях отмечалась хорошо выраженная косая слоистость. На глубинах 6.0–6.5 м 12.0–12.5 м были обнаружены валуны. В разрезе встречены «окатыши» серой глины. Наблюдалась неровная граница песков, налегающих на суглинок плотный пестроокрашенный (серый, буровато-серый, коричневый), полосато-ожеженный и переходящий в желтовато-бурый песок с пятнами ожелезнения.

В первом местонахождении среднего течения р. Бугульдейки из однородной грубообломочной пачки (интервал от 3 до 13 м) было отобрано 7 проб, из которых извлекалось от 286 до 459 зерен, принадлежащих 26 таксонам: *Taxaceae (Juniperus?)*, *Tsuga sp. (1,2)*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea sect. Omorica*, *P. sect. Eupicea*, *Larix*, *Pinus s/g Haploxylon*, *P. s/g Diploxylon (gen.1,2)*, *Betula sp. (1,2,3)*, *Alnus*, *Alnaster*, *Salix*, *Corylus sp. (1,2)*, *Ulmus sp. (1,2)*, *Tilia*, *Carpinus*, *Pterocarya sp. (1,2)*, *Ostrya*, *Juglans (sp.1,2)*, *Fraxinus*, *Euoaumys*, *Sambucus*, *Diervilla*, *Lonicera sp. (1,2)*, *Ilex*, *Myrica*, *Rhododendron*. Во втором местонахождении изучался материал 3-х проб с содержаниями от 438 до 562 зерен из нижнего горизонта суглинка (глубина 15.0–15.1 м), которые были отнесены к 16 родам: *Tsuga sp. (1,2)*, *Abies*, *Picea sect. Omorica*, *P. sect. Eupicea*, *Larix*, *Pinus s/g Haploxylon*, *P. s/g Diploxylon gen. (1,2)*, *Betula sp. (1,2,3)*, *Alnus*, *Salix*, *Corylus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer*, *Sambucus*. Пыльца травянистых растений развита не значительно. Отсутствует *Artemisia sp.* (полынь), которая в значительном количестве отмечалась в палинологических спектрах из манзурского аллювия (Логачев и др., 1964; Белова, 1985).

Одни и те же рода и семейства, выделенные в предшествующем абзаце шрифтом синего цвета, показывают сходство между пыльцевыми флорами этих местонахождений (шрифтом зеленого цвета обозначены

таксоны, встреченные в первом местонахождении и не обнаруженные во втором). Увеличение разнообразия пыльцы за счет большего количества таксонов широколиственных и экзотических видов покрытосеменных растений в первом местонахождении объяснялось другой фациальной принадлежностью отложений. В этих определениях подчеркивалась основная роль в пыльцевом комплексе пыльцы *Tsuga+Abies+ Picea+Pinus s/g Haploxyton*. Во втором местонахождении обнаружен *Acer*, отсутствующий в первом. В сущности, такие же таксоны выделялись прежде из нижних глин с песком в разрезе Косая Степь-1 (Белова, 1985).

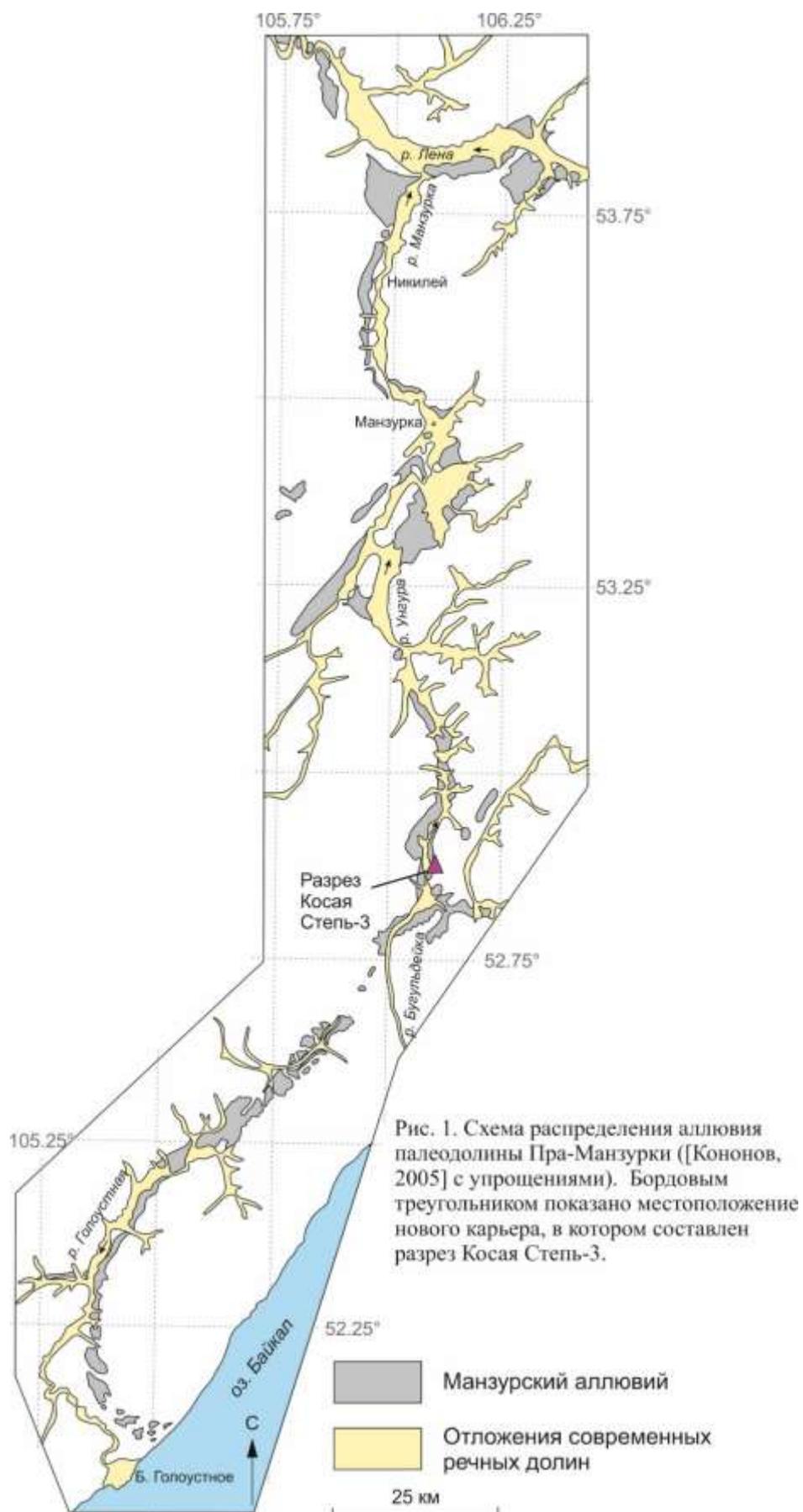
Из сопоставления охарактеризованной раннеманзурской флоры с миоценовой пыльцевой флорой баяндайской свиты Предбайкальского прогиба и плиоценовой флорой горных районов Северной Монголии и Восточного Забайкалья палинологами Е.М. Малаевой и Н.В. Кулагиной был сделан вывод о ее ранне-среднеплиоценовом возрасте. Древнеманзурские отложения с такой флорой были выделены в бугульдейский горизонт.

Основная новая информация о манзурском аллювии, представленная в препринте (Трофимов и др., 1995), заключалась в TL-датировках. Однако, эти определения дали в основном цифры, соответствующие началу позднего плейстоцена, что в целом противоречило выводу о более древнем (плиоцен-нижнеплейстоценовом) возрасте отложений, который следовал из приведенных в препринте палинологических материалов. Это противоречие с конкретными примерами уже отмечал Е.Е. Кононов (2005). Работа по согласованию палинологических данных с TL-датировками осталась незавершенной из-за внезапной смерти основного исполнителя работ А.Г. Трофимова.

Сведения о методике TL-датирования в препринте отсутствуют. Между тем, корректность использования этого метода целиком зависит от отбора и хранения пробы, а также

условий отбора кварцевых зерен в лаборатории (Шейнкман и др., 2009; Oliveira et al., 2019). Можно предположить, что позднеплейстоценовые TL-датировки были получены из-за отбора проб со стенок, длительное время экспонированных солнечной радиации, поэтому результаты TL-датирования не имеют геологического смысла.

Один из важных аспектов изучения манзурского аллювия касался определения временных интервалов стока из Байкала через Пра-Манзурку в Лену и через Иркут в Енисей (Логачев и др., 1964). Подробно этот вопрос обсуждался в статье Е.Е. Кононова и В.Д. Маца (1986), а затем – в монографии Е.Е. Кононова (2005). В этих работах основное внимание было сосредоточено на поздней истории манзурского аллювия. Его ранняя история не рассматривалась. В монографии Е.Е. Кононова представлена более детальная схема распространения аллювия палеодолины Пра-Манзурки, чем в монографии Н.А. Логачева и др. (1964). Приведены детальные зарисовки разрезов аллювия, задокументированного в разных частях этой палеодолины. Для аллювия среднего течения р. Бугульдейки дана зарисовка широко известного сложно построенного разреза Косая Степь-1, вскрытого карьером на левом борту реки. Этот разрез демонстрировался Н.А. Логачевым и др. участникам XI Конгресса ИНКВА, состоявшегося в Москве (Путеводитель..., 1981). Кроме зарисовки разреза Косая Степь-1, помещена зарисовка еще одного разреза левого борта р. Бугульдейка выше по течению этой реки (Косая Степь-2), а также зарисовка более сложного разреза дер. Алгуй правого борта ниже по течению реки. Три приведенных разреза манзурского аллювия среднего течения р. Бугульдейки в литологическом отношении существенно различаются между собой. Между разрезами Косая Степь-1 и 2, нами обнаружен новый карьер, в котором был составлен разрез (Косая Степь-3) (рис. 1).



Прежде чем перейти к изложению полученных материалов по новому разрезу, мы должны признать, что, несмотря на длительное и подробное изучение манзурского аллювия с его демонстрацией участникам XI Конгресса ИНКВА и других международных конференций, опубликованные работы об этом аллювии не выходили за рамки отечественных изданий. Современная наукометрия, губительность которой для науки неоднократно подчеркивалась в публикациях (например, (Cenger, 2014)), коснулась манзурского аллювия с неожиданной стороны. В 2015 г. в международном рейтинговом журнале “International Geology Review” была опубликована статья коллектива авторов, в которой все предшествующие результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических и палеомагнитных исследований манзурского аллювия были заменены абсурдным утверждением об одноактном образовании отложений древних палеодолин Предбайкалья вследствие мегацунами Байкала около 100 тыс. лет назад. Предположение о времени этого события основывалось на некорректных TL-датировках (Трофимов и др., 1995). Публикация была рассчитана исключительно на зарубежного читателя, не знакомого с геологией Прибайкалья.

Честь отечественных геологов, в какой-то мере, отстоял В.Д. Мац, опубликовавший в этом же журнале критическую заметку (Mats, 2016), в которой он написал: «Я категорически отвергаю попытку авторов объявить манзурскую свиту производной катастрофы – цунами, произошедшую где-то в позднем плейстоцене – около 100 тыс. лет тому назад» (русская версия рецензии в письменном сообщении). В конечной английской версии его рецензии, опубликованной журналом, эта фраза была заменена сглаженной обтекаемой формулировкой. Позже содержание статьи о мегацунами получило дополнительное критическое опровержение в работах (Кононов, 2016; Кононов, Хлыстов, 2017) и вряд ли нуждается в дополнительных комментариях.

Результативность научных сотрудников и надбавки к заработной плате определяются сейчас в институтах РАН и высших учебных заведениях России по публикациям в «рейтинговых» журналах и количеству ссылок на

опубликованную статью. Доводы В.Д. Маца, Е.Е. Кононова и О.М. Хлыстова были игнорированы авторами статьи по мегацунами. «Рейтинговый синдром» повлек за собой публикацию следующей статьи тех же авторов по той же теме в 2018 г. в другом рейтинговом международном журнале «Earth-Science Reviews». Опубликованная эффектная ложная информация, ориентированная на зарубежного читателя, осталась за рубежом. При защите докторской диссертации в 2021 г. одного из соавторов (А.В. Аржанниковой) указанные рейтинговые статьи 2015 и 2018 гг. были исключены ею из списка своих трудов, приведенных в автореферате.

Методика аналитических исследований

Для определения гранулометрического состава отложений отбирались пробы весом не менее 500 г. Использовались весы с точностью 0.01 г. Пробы рассеивались на стандартном наборе сит КСИ (40; 20; 10; 5; 2.5; 1.25; 0.63; 0.315; 0.14 мм). Получались фракции (>40; 40–20; 20–10; 10–5; 5–2.5; 2.5–1.25; 1.25–0.63; 0.63–0.315; 0.315–0.14; <0.14 мм) щебня (гальки) и гравия по ГОСТ 8269.0–97, песка и глинистых частиц – по ГОСТ 8735–88. По результатам отсева рассчитывалось содержание каждой фракций в процентах. Для выяснения фациальных условий осадконакопления, наряду с гранулометрическими показателями, использовались основные палеопотамологические формулы, сводка которых содержится в работе (Коломиец, 1998).

Для аналитических исследований химического состава пробы сначала дробились молотком на наковальне до частиц размером менее 0.5 мм. Чтобы исключить заражение пробы, она истиралась до пудры вручную в агатовой ступке.

Содержания петрогенных оксидов определялись комплексом методов «мокрой химии» (Сизых, 1985), включающих атомно-абсорбционный спектрометрический, спектрофотометрический, гравиметрический и другие классические методы анализа. Просушиванием пробы при температуре 105 °С удалялась гигроскопическая вода (H_2O^-) и прокаливанием при температуре 950 °С – другие летучие компоненты (H_2O^+).

Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал. Суммой $H_2O^- + H_2O^+$ обозначалась потеря при прокаливании (ППП). Методика силикатного анализа приведена в работе (Сизых, 1985).

Микроэлементный состав пород определялся методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП-МС) на приборе Agilent 7500ce. Методика охарактеризована в работе (Рассказов и др., 2012).

Для палинологического анализа использовалось 100–200 г осадочной породы. Спорово-пыльцевые спектры отложений определялись по стандартной методике. Объем пыльцы групп растительности и каждого таксона рассчитывался от общего числа в

спектре. По характерным таксонам и доминантам давалось название палинозоны в порядке возрастания роли таксонов слева направо.

Новый разрез Косая Степь-3

Вводные замечания

Новый разрез Косая Степь-3 открывает возможность уточнения данных о наиболее ранних отложениях Пра-Манзурки, вскрытых карьером в среднем течении р. Бугульдейки. Центр нового карьера имеет координаты: $52^{\circ}52.563'$ с. ш., $106^{\circ}05.674'$ в. д. Осадочная толща обнажается на двух ярусах карьера (рис. 2). В составном разрезе различаются 5 литологических пачек (рис. 3).

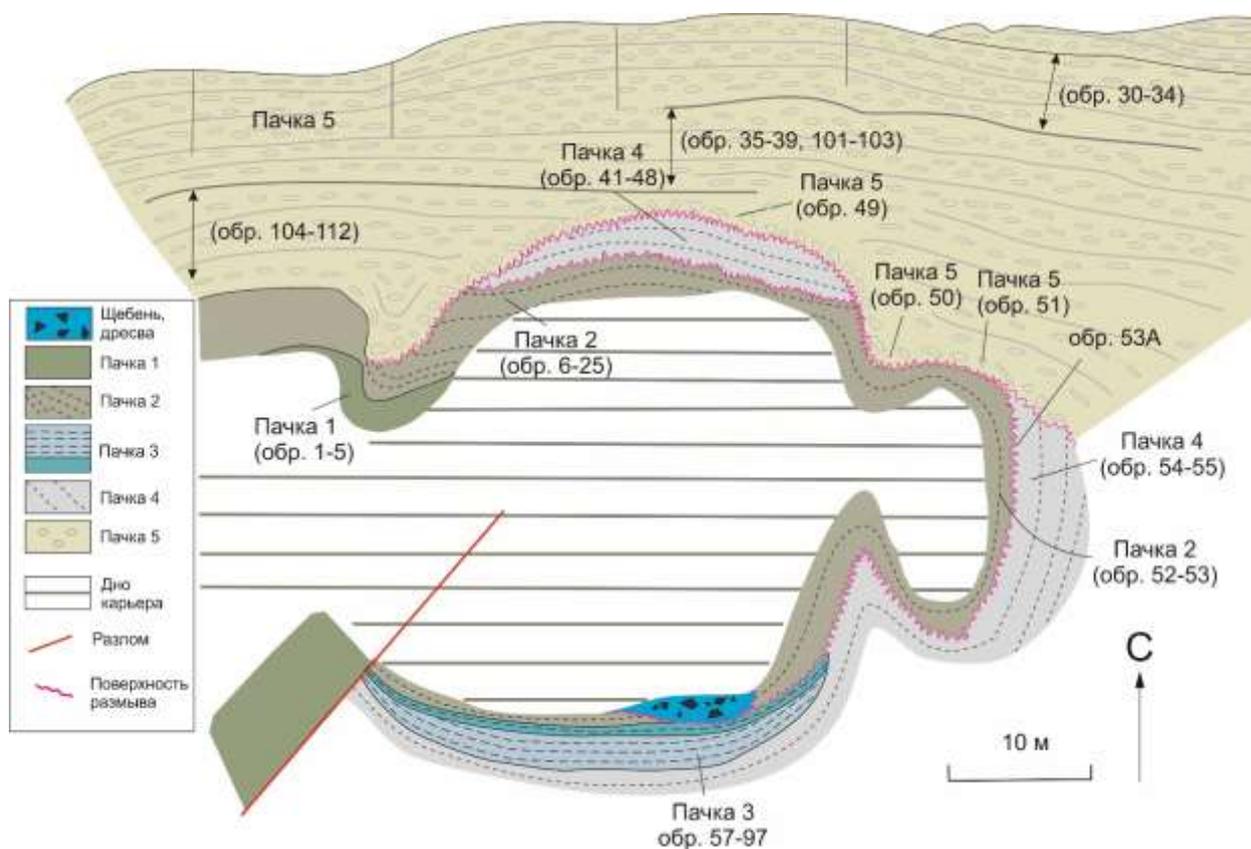


Рис. 2. Схема карьера Косая Степь-3 в плане.

Fig. 2. Scheme of the quarry Kosaya Step'-3 in a plan.

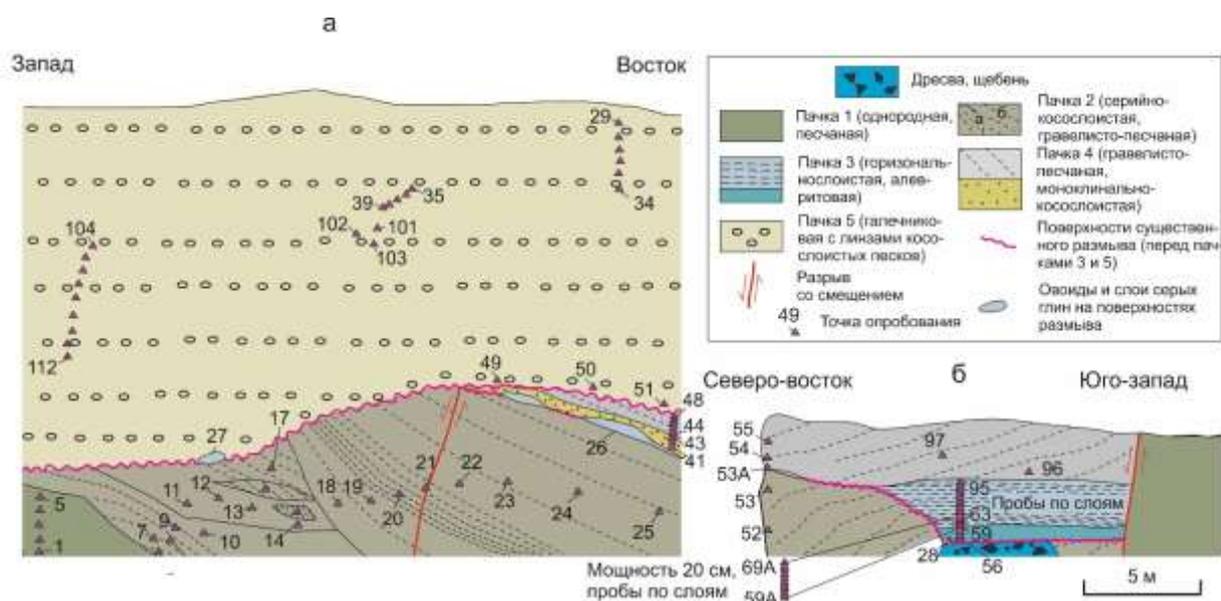


Рис. 3. Стратиграфические соотношения литологических пачек в разрезе Косая Степь-3. На схеме показано местоположение и номера образцов, отобранных для литогеохимических и палинологических исследований в северной стенке карьера на нижнем и верхнем ярусах (а) и в юго-восточной, южной стенках карьера на нижнем ярусе (б). По северо-восточному краю разреза б показана последовательность образцов, отобранных на восточной стенке карьера (см. рис. 2).

Fig. 3. Stratigraphic relationship between lithological packages in the Kosaya Step'-3 section. The scheme demonstrates locations and numbers of samples taken for lithogeochemical and palynological studies in the northern wall of the quarry on the lower and upper levels (a) and in the southeastern, southern walls of the quarry on the lower one (b). Along the northeastern edge of the section б, a sequence of samples taken on the eastern wall of the quarry is shown (see Fig. 2).

Наиболее ранние отложения песчаной пачки 1 (обр. 1–5) вскрываются в нижнем ярусе западной части карьера. В северной стенке нижнего яруса песчаная пачка 1 перекрывается песчано-гравелистой пачкой 2 (обр. 6–25). Выше прослеживается поверхность размыва, содержащая фрагменты глиен (обр. 26). Эта поверхность выходит на стратиграфический уровень горизонтально-слоистой пачки 3. Выше поверхности размыва следуют гравелисто-песчаная пачка 4 (обр. 41–43 слоя гравелитов и обр. 43–48, 54, 55, 96, 97 вышележащих отложений). В новый (более глубокий) размыв вовлекаются пачки 2 и 4. На поверхности размыва пачки 2 обнаружен глинистый валик (обр. 27). Выше глубокой поверхности размыва находится галечниковая пачка с линзами косослоистого песка (пачка 5), образующая хорошо обнаженную северную стенку верхнего яруса карьера. По непрерывным обнажениям нижнего яруса карьера прослеживаются переходы с наращиванием слоев пачки 2 до его восточной стенки,

в которой наблюдается пачка 2 (обр. 52–53), перекрытая по поверхности размыва слоем глиен (обр. 53А), синхронных пачке 3. Выше слоя глиен залегает гравелисто-песчаная пачка 4.

В южной стенке нижнего яруса карьера пачки 2 и 4 разделены поверхностью размыва, переходящей в линзу горизонтально-слоистых отложений пачки 3 (обр. 28–59 – нижний интервал, обр. 60–95 – вышележащие пестроцветные слои). Вдоль южной стенки, от его восточного окончания к центральной части, наблюдается переход от верхних песчаных слоев пачек 2 и 4 к нижним. Горизонтально-слоистая линза пачки 3 перекрывает гравелисто-песчаную пачку 2 и, в свою очередь, перекрывается гравелисто-песчаной пачкой 4 (обр. 96–97). В западной части южной стенки наблюдается тектонический контакт горизонтально-слоистых отложений пачки 3 с однородными средне-крупнозернистыми песками пачки 1.

Поверхность размыва второй пачки меняет относительное высотное положение перекрывающих пачек на 4–5 м. От этой поверхности внутрь пачки 2 по трещинам распространяются пятна лимонита. Поверхность

несогласия между четвертой (гравийно-песчаной) и пятой (галечниковой) пачками обозначена неровным контактом галечников и гравелистых песков, меняющим относительную высоту на 7–8 м.

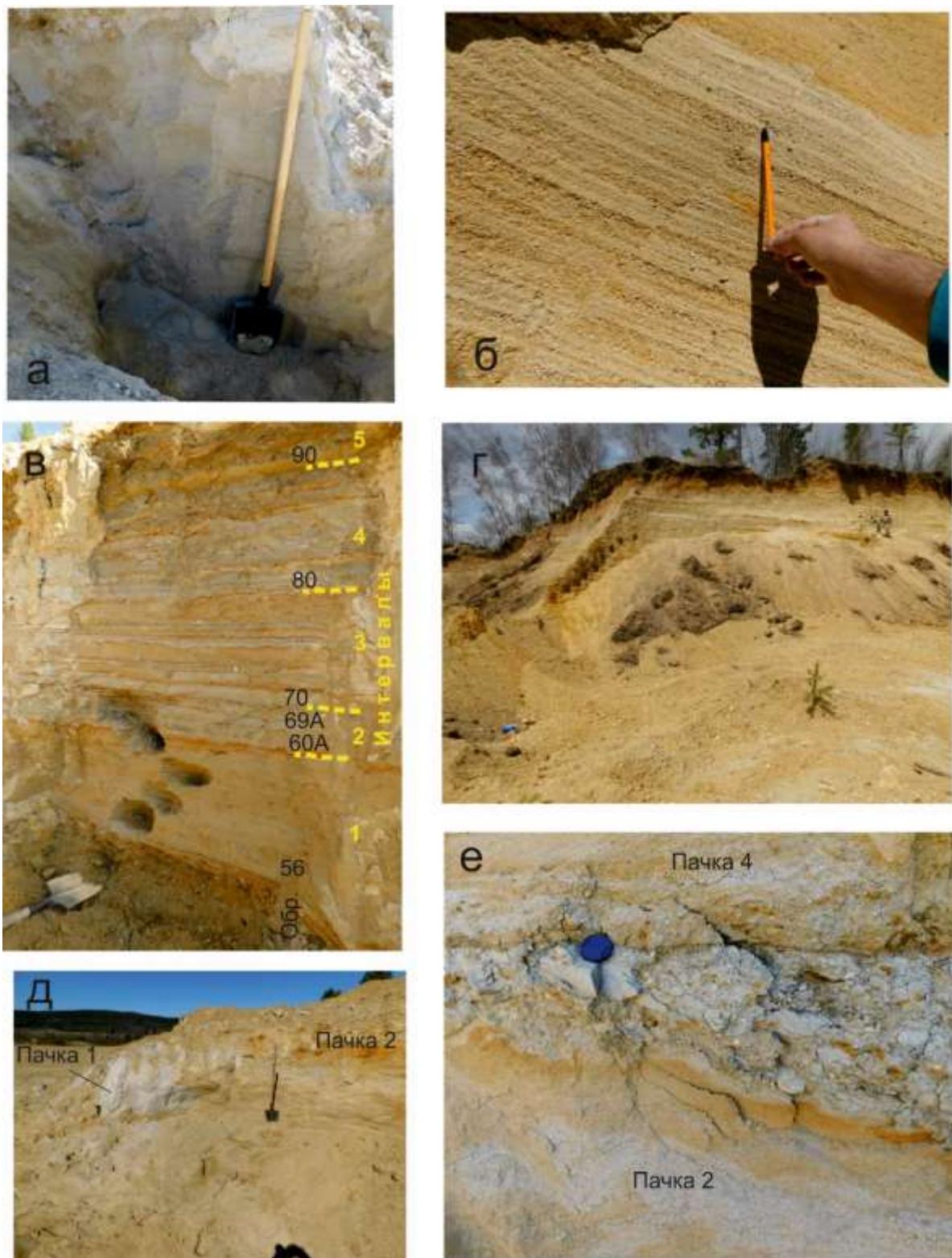


Рис. 4. Фотографии отложений в разрезе Косая Степь-3: *а* – однородный светло-серый карбонизированный средне-крупнозернистый песок пачки 1; *б* – косослоистый желтый гравелистый песок пачки 2; *в* – горизонтально-слоистая пестроцветная пачка 3 с щебнисто-дресвяным материалом в основании; *г*

– буровато-желтоватая галечниковая пачка 5 с линзами косослоистого песка; *δ* – латеральный переход от светло-серого песка пачки 1 к желтому косослоистому песку пачки 2; *e* – контакт пачек 2 и 4 (поверхность размыва и дезинтеграции материала).

Fig. 4. Photographs of sediments in the Kosaya Step'-3 section: *a* – homogeneous light gray carbonatized medium-coarse-grained sand of package 1; *b* – oblique yellow gravelly sand of package 2; *c* – horizontally layered variegated package 3 with gravel-wood material at the base; *z* – brownish-yellowish pebble package 5 with obliquely-layered sand lenses; *δ* – lateral transition from light-gray sand of package 1 to yellow obliquely-layered sand of package 2; *e* – contact of packs 2 and 4 (erosion and disintegration surface of the material).

Литологические пачки

Пачка 1 представляет собой слой однородного, средне-крупнозернистого светло-серого карбонатизированного песка (рис. 4а) видимой мощностью первые метры.

Пачка 2 согласно перекрывает пачку 1. Она сложена хорошо промытым желтым гравелисто-песчаным материалом (рис. 4б), дифференцированным в нижней части в виде серии косослоистых линз мощностью 20–30 см с общей мощностью до 2 м. Выше по разрезу находится косослоистая моноклиальная гравелисто-песчаная залежь чередующегося по крупности материала, видимая мощность которого в карьере составляет не менее 25 м.

Пачка 3 – линза горизонтально-слоистых отложений, залегающих на поверхности размыва. В подошве линзы находится желтый песок пачки 2, переходящий по латерали в несортированный и неокатанный щебнисто-дресвяный фисташково-зеленый, местами рыжий материал, в котором встречен 20-сантиметровый глинистый овоид (обр. 28). Выше находится слой однородного светло-коричневого разнозернистого несортированного песка мощностью около 60 см (литологический интервал 1), в котором слабо намечается субгоризонтальная полосчатость. Местами полосы переходят в клинья. Кровля слоя маркирована ярким охристым материалом толщиной до 0.5 см (обр. 59А) и редкими гальками размером 2–3 см (рис. 4в).

Выше перемежаются горизонтально-слоистые алевритовые и песчано-алевритовые отложения мощностью до 2.5 м. Чередуются слои, окрашенные в светло-коричневый, рыжий и серый цвета, имеющие первично седиментационное происхождение.

Во втором литологическом интервале нижний слой пачки (мощность 20 см) (обр. 60А) сложен серыми алевритами с черными горизонтальными прослоями толщиной до 3 см. Его верхняя граница обозначена лимонитизированным прослоем толщиной до 3 мм (обр. 61А). Выше лежащий слой серых алевритов (обр. 62А, мощность 10 см) вновь содержит черные горизонтальные слойки. Еще выше находится слой (обр. 63А, мощность 10 см) с черными косыми линзочками толщиной до 3 см. Дальше характер слоистости меняется. Идут серии тонких (1–2 см) алевритовых, чередующихся по цвету (серых и рыжих) слоев (обр. 64А–69А, мощность серии 25–30 см).

Вновь меняется характер слоев. Начинается третий литологический интервал. Слой серых алевритов (обр. 70, мощность 5 см) сменяется слоем рыжих алевритов (обр. 71, мощность 6 см), переходящих в тонкое переслаивание серых и темно-коричневых алевритов (мощность 4 см). В слое присутствует редкая мелкая галька и наблюдаются мелкие (первые мм) белые (карбонатные?) включения. Выше находятся чередующиеся слои алеврита и песка мощностью от 3 до 25 см. В основании этой серии, выше резкой границы на подошве, идет слой песка, светло-коричневого почти однородного (низ – обр. 72, верх – обр. 73; мощность слоя 10 см). Далее в пачке 3 следуют: слой серого алеврита (обр. 74, мощность 3 см), слой светло-коричневого алеврита (обр. 75, меняющаяся мощность 2–4 см), слой серого однородного алеврита (обр. 76, выдержанная мощность 2.5 см), слой неоднородного от рыжего до темно-коричневого и темно-серого алевритистого песка (низ – обр. 77, середина – обр. 78, верх – обр. 79; мощность слоя 10–15 см).

Новый (четвертый) литологический интервал начинается слоем однородного серого алевроита (низ – обр. 80, верх – обр. 81; мощность слоя 8 см). Далее идет слой неоднородного рыжего алевроитистого песка (обр. 82, мощность 5 см), слой неоднородного серого алевроита с Fe–Mn конкрециями (низ – обр. 83, верх – обр. 84; мощность слоя 8–11 см), невыдержанная охристая граница, слой серого алевроита (обр. 85, мощность 8–10 см), трасса выклинивающихся линз рыжего неоднородного песчанистого алевроита (обр. 86, мощность 0–3 см), слой однородного серого алевроита (обр. 87, мощность 10 см), слой рыжего алевроита с мелкой галькой (обр. 88, мощность 2–3 см), слой серого алевроита (обр. 89, мощность 3 см).

Пятый литологический интервал начинается слоем рыжего алевроита (обр. 90, мощность 3 см). Далее идет слой серого алевроита (обр. 91, мощность 10 см), слой светло-коричневого песчанистого алевроита (обр. 92, мощность 6 см), слой серовато-коричневой глины с включениями детритового органического материала (низ – обр. 93, верх – обр. 94, мощность 20 см), слой серого алевроита, выклинивающегося, частично размытого (обр. 95, мощность до 10 см).

Пачка 4 представлена косослоистыми желтыми песками, подобными пескам пачки 2. Так же как в пачке 2, наблюдается моноклиналиное залегание слоев. В нижней части пачки находится слой желтых гравелитов мощностью до 0.5 м, который залегает на поверхности размыва, произошедшего перед образованием горизонтально-слоистой линзы. Видимая мощность пачки составляет первые десятки метров.

Пачка 5 перекрывает поверхность размыва пачки 4 и сложена мелким галечником, перемежающимся с линзами песка в субгоризонтальных слоях общей видимой мощностью более 15 м (рис. 4г).

Контакты между пачками отчетливо выражены (рис. 4д,е).

Гранулометрический состав отложений и его палеопотамологическая интерпретация

Данные о гранулометрическом составе отложений разреза Косая Степь-3 приведены в табл. 1. Для расчета статистических и палеопотамологических характеристик использованы формулы табл. 2. Результаты расчетов приведены в табл. 3, 4 и иллюстрированы на рис. 5, 6.

Т а б л и ц а 1

Гранулометрический состав отложений

T a b l e 1

Granulometric composition of sediments

Номер пробы	Фракция (100 %)									
	>40	40-20	20-10	10-5	5-2.5	2.5-1.25	1.25-0.63	0.63-0.315	0.315-0.14	<0.14
Пачка 1										
MNZ/1	0	0	0.2	0.9	2.9	6.6	44.5	24.9	9.7	10.3
MNZ/2	0	0	0.6	1.2	2	3.2	19.7	40.3	21.6	11.4
MNZ/3	0	0	1.4	2.8	4.6	9.8	17.7	32.1	22.4	9.2
MNZ/4	0	0	0.1	0.6	1.3	2.5	6.3	27	48.8	13.3
MNZ/5	0	0	0	0.3	1	1.7	4.3	22.2	55.2	15.3
Пачка 2										
MNZ/6	0	0	0.2	0.1	1.3	3.6	6.2	27.6	45.7	15.3
MNZ/7	0	0	0.2	0.7	4.2	9.7	23.9	32.2	18.9	10.2
MNZ/8	0	0	0	0.1	0.6	1.2	8	37.6	40.9	11.6
MNZ/9	0	0	0	0.3	1.1	1.3	4.7	33.2	46.1	13.3

MNZ/10	0	0	0	0.1	0.2	0.3	4.5	48.7	31.1	15.1
MNZ/11	0	0	0.2	0.3	1.4	7.7	27.8	28.5	22.2	11.9
MNZ/12	0	0	2	3.6	7.4	10.8	22.5	29.3	14.9	9.5
MNZ/13	0	0.9	15.5	14.8	8.6	9.1	15.8	14.6	11.6	9.1
MNZ/14	0	0	6.9	21.6	12.4	11.1	11.1	13.6	14.4	8.9
MNZ/15	0	0	0	0	0.2	0.6	3.4	10	62.9	22.9
MNZ/16	0	0	0.1	3	2.3	1.8	5.8	13.9	50	23.1
MNZ/17	0	0	0	1.7	5.9	7.8	22.7	26.9	22.3	12.7
MNZ/18	0	0	0	0.4	3.6	6.4	26.4	24.8	25.4	13
MNZ/19	0	0	0	0.7	0.5	3.9	30.2	31.7	20.9	12.1
MNZ/20	0	0	0.2	1	6.5	13.8	34.5	17.1	15.5	11.4
MNZ/21	0	0	0	0.9	2	5.2	26.4	30.8	19.9	14.8
MNZ/22	0	0	0.2	1	7.5	17	24.7	16.7	21.6	11.3
MNZ/23	0	0	0.2	0.4	1.5	4.5	28.5	39.3	15.3	10.3
MNZ/24	0	0	0.3	0.7	2.6	7.4	32.8	29.9	15.4	10.9
MNZ/25	0	0	0	0.9	3	6.9	16.7	30.4	30.9	11.2
MNZ/52	0	0	0	0.9	3.8	10.5	30	32.8	12.3	9.7
MNZ/53	0	0	0	1.2	4.3	9.7	29	34.5	11.4	9.9
Пачка 3, интервал 1										
MNZ/56	0	0	0	1.6	2.9	2.3	3.3	1.9	7.4	80.6
MNZ/57	0	0	0		0.7	0.4	1.3	1.9	2.6	93.1
MNZ/58	0	0	0	0.3	1.1	1.1	2.1	2.2	7.1	86.1
MNZ/59	0	0	0	0.4	1	1.1	2	2.1	8.3	85.1
Пачка 4										
MNZ/41	0	1.6	1.8	5.9	10.2	12.5	28.4	21.9	7.5	10.2
MNZ/42	0	3.7	1.8	5.6	11.8	20.6	27.1	13.3	6.8	9.3
MNZ/43	0	0	0.5	1.1	4.9	12.8	38.5	21	10.2	11
MNZ/44	0	0	0	0.1	0.3	0.8	4.4	14.8	53.9	25.7
MNZ/45	0	0	0	0	0.2	0.4	1.6	20.8	51	26
MNZ/46	0	0	0	0.1	0.2	0.8	2.1	29.2	40.8	26.8
MNZ/47	0	0	0	0.7	2.4	5.4	18.4	36.3	18.8	18
MNZ/48	0	0	0	1.2	4.4	9.5	32.5	25.5	14.6	12.3
MNZ/54	0	0	0	0.9	3.4	13.8	37.4	19.3	11.1	14.1
MNZ/55	0	0	0	1.2	6.2	14.5	28.2	21.8	15.5	12.6
MNZ/96	0	0	0	2.4	5.2	18.9	32.3	17.6	10.4	13.2
MNZ/97	0	0.5	1.6	2.8	5.9	16.7	32.1	16.2	12.1	11.1
Пачка 5										

MNZ/49	3.3	16.8	17.2	12.8	12.7	7.5	9.4	10.9	6.9	2.5
MNZ/50	14.8	7.6	20	16.3	15.8	7.8	8.7	3.2	2.8	3
MNZ/51	0	21.9	20.1	13.8	9.2	10.2	8.4	6.8	6.5	3.1
MNZ/29	8.7	16.6	21.4	12.9	9.2	7.4	10.2	7.7	4.1	1.8
MNZ/30	8.1	25	19.8	10.7	7.9	8.6	7.8	6.8	3.6	1.7
MNZ/31	0	24.3	19.5	12.2	7.7	6.8	6.8	11.8	7.6	3.3
MNZ/32	6.9	15.9	13.2	8.8	6.9	7.2	9.4	14.6	13.4	3.7
MNZ/33	0	0.2	3.7	4	8.2	7.3	13.1	33.1	24.9	5.5
MNZ/34	5.5	29.2	21.8	10.2	5.2	4.6	4.8	11.2	5.6	1.9
MNZ/35	6	24.8	21.4	7	4.5	1.8	1.9	16.1	13.6	2.9
MNZ/36	0	0.7	3.4	1.5	0.9	1.1	3.9	30	50.1	8.4
MNZ/37	0	2.1	2.1	1.8	2.2	0.7	3.8	52.6	28.1	6.6
MNZ/38	9.1	4.9	27.7	13.6	7.1	4.2	3.7	17	9.5	3.2
MNZ/39	0	1.2	3.1	2.7	1.5	1.8	3.9	32.7	44	9.1
MNZ/101	12.8	30.8	16.7	7.5	3.8	2.6	3.9	12.9	6.9	2.1
MNZ/102	0	0	0	0	0.4	0.4	0.8	3.6	70.7	24.1
MNZ/103	7.9	28.7	20.4	13.6	9.4	4	4	3.6	4.4	4
MNZ/104	14.1	21.6	25.2	13.5	6.4	3.7	3.7	2.9	6	2.9
MNZ/105	7.1	40.5	15.9	7.2	5.5	4.8	6.3	5.6	4.4	2.7
MNZ/106	2.5	33	27.5	9.2	7.7	6.3	4.7	3.2	3.1	2.8
MNZ/107	7.7	33.4	19.5	9.3	4.1	5.8	6.5	6.2	4.1	3.4
MNZ/108	6.7	24.7	22.1	15	6.6	8.2	7	3.3	2.9	3.5
MNZ/109	1.8	25.2	29.5	14.2	7.4	4.3	3.5	3	6.4	4.7
MNZ/110	13.5	29	21	8.6	5.3	3.5	4.3	4.4	6.2	4.2
MNZ/111	0	8.2	12.9	11.8	8.8	7.3	8.8	36.3	3.2	2.7
MNZ/112	6.5	15.5	16.6	18.7	13.8	13.4	6.1	2.8	2	4.6

Т а б л и ц а 2

Сводка основных статистических и палеопотамологических формул обработки гранулометрических данных (Коломиец, 1998, 2010)

Table 2

Summary of the main statistical and paleopotamological formulas for processing granulometric data (Kolomiets, 1998, 2010)

Коэффициент	Формула	Примечание
Гранулометрические коэффициенты (μ_{1-4}) (Шарапов, 1965; Боровко, 1967; Шванов, 1969).	$\mu_1 = x^* = 0.01 \sum f x$; $\mu_2 = 0.01 \sum f (x - x^*)^2$; $\mu_3 = 0.01 \sum f (x - x^*)^3$; $\mu_4 = 0.01 \sum f (x - x^*)^4$	f – частота встречаемости (в %) различных значений аргумента совокупности x ; x^* – средневзвешенное арифметическое x ($x^* = \mu_1$)
Стандартное отклонение (σ)	$\sigma = \mu_2^{1/2}$	Большие значения σ свидетельствуют о плохой сортировке материала, а их уменьшение – о ее наличии в той или иной мере

Коэффициент вариации (v)	$v = \sigma/x^*$	Для озерных отложений значения v находятся в пределах от 0.2 до 0.8, для речных – от 0.4 до 2.0, для неаллювиальных – превышают 2.0
Коэффициент асимметрии (α)	$\alpha = \mu_3/\sigma^3$	Положительные значения α дают представление о высокой активности среды осадконакопления, а отрицательные значения α – о низкой
Экссесс (τ)	$\tau = (\mu_4/\sigma^4) - 3$	$\tau = 0$ – соответствует нормальному распределению. $\tau > 0$ указывает на относительно спокойный тектонический режим среды осадконакопления. $\tau < 0$ указывает на тектонически нестабильные условия осадконакопления
Скорость сдвига или срывающая скорость (v_{cp})	$v_{cp} = 3.14(15d + 0.006)^{1/2}$	d – диаметр частиц наносов в метрах, цифры – эмпирические коэффициенты
Скорость отложения ($v_{отл}$)	$v_{отл} = 0.64v_{cp}$	
Глубина потока (H)	$H = (v_{отл}/3.7d_{рф}^{1/3})^6$	Формула Г.И. Шамова. $d_{рф}$ – основная фракция речных наносов, руслоформирующий диаметр
Скорость потока (v)	$v = 2.5v_{cp}(d_{рф}/H)^{1/12}$	Формула В.Н. Гончарова (Чеботарев, 1960)
Универсальный критерий А.Н. Ляпина (β)	$\beta = v/(gH)^{1/2}$	Формула А.И. Животовской (1964). g – ускорение силы тяжести (9.81 м/сек). Грядовые формы и, как следствие, косая слоистость в отложениях образуются при $\beta = 0.2-1.0$. Если значения $\beta > 1$, гряды уничтожаются, если $\beta < 0.2$, дно представляет собой гладкую поверхность
Продольный уклон (I)	$I = v^2/c^2H$	c – коэффициент Шези ($c = 33(H/d_{рф})^{1/6}$, где $d_{рф}$ – диаметр частиц в миллиметрах (Чеботарев, 1960)
Коэффициент шероховатости (n) (Караушев, 1977)	$n = 0.03d_{рф}^{1/6}$	Формула Штриклера-Чанга. $d_{рф}$ – диаметр частиц в миллиметрах. По значениям этого коэффициента с использованием таблицы М.Ф. Срибного (Чеботарев, 1960) или таблицы И.Ф. Карасева (Лучшева, 1983) делается подробное заключение о характере русла, его гидрологических особенностях, режиме течения, рельефе дна, типе поймы и о природе произрастающей на пойме растительности (густой лес, кустарники, разнотравье), о наличии болотистых участков, углублений, стариц и др.
Средняя ширина русла (B)	$B = (\alpha H)^2$	Формула В.Г. Глушкова (Чеботарев, 1960). α – эмпирический коэффициент, значения которого варьируются: для горных рек $\alpha = 1.4$, для рек с песчаным, легко размываемым руслом $\alpha = 5.5$, средняя величина коэффициента $\alpha = 2.75$
ϕ -критерий устойчивости русла (Караушев, 1977)	$\phi = v^2/gd_{рф} - (15 + 0.006/d_{рф})$	Если $0 < \phi < 100$, русло считается слабоподвижным, и, следовательно, его эрозионная деятельность будет слабой, если $100 < \phi < 500$, русло рассматривается как подвижное, если $\phi > 500$ – русло относится к очень подвижному
Число Лохтина (Λ)	$\Lambda = d_{рф}/HI$	$d_{рф}$ – диаметр частиц в мм, глубина потока H – в м, продольный уклон I – в м/км. По числу Лохтина делается заключение о крупности реки (высокое значение Λ) и о близости конечного водоема (малое значение Λ)
Число Фруда (Fr) (Маккавеев, Чалов, 1986)	$Fr = v^2/gH = \beta^2$	Число Фруда характеризует соотношение между силой инерции и внешней силой (в поле которой происходит движение), действующими на элементарный объем жидкости. Равнинное значение $Fr < 0.1$, полугорное $0.1 < Fr < 0.3$, горное $Fr > 0.3$

Таблица 3

Средние значения статистических параметров отложений в разрезе Косая Степь-3

Пачка (интервал)	Средний размер (x), мм	Коэффициент сортировки (σ), мм	Асимметрия (α)	Экссесс (τ)	Коэффициент вариации (v)
1	0.72	1.23	6.67	>0	1.70
2	1.02	1.36	5.52	>0	1.34
3(1)	0.22	0.67	7.51	>0	3.00
4(1)	2.08	3.89	4.65	>0	1.77
4(2)	0.78	1.04	5.61	>0	1.26
5	11.88	13.27	2.64	>0 (№31)<0	1.44

Таблица 4

Средние значения палеопотамологических характеристик отложений в разрезе Косая Степь-3

1	0.31	0.25	0.62	8.40	0.21	0.39	<100	36.0	1.40	0.16
2	0.28	0.28	0.68	7.26	0.26	0.42	<100	34.9	1.37	0.18
3 (1)	0.30	0.19	0.39	7.21	0.03	0.19	<100	43.4	1.91	0.04
4 (1)	0.59	0.38	0.98	2.5	0.53	0.56	<100	29.9	1.21	0.31
4 (2)	0.24	0.22	0.52	4.12	0.12	0.31	<100	38.6	1.56	0.10
5	1.24	0.79	2.11	14.9	0.79	0.63	<100	24.5	1.17	0.41

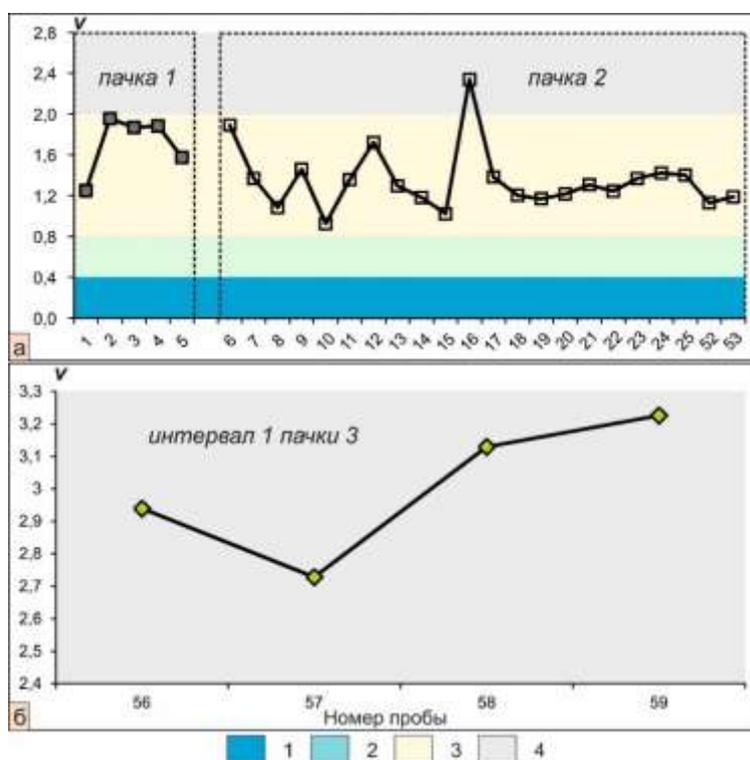


Рис. 5. Сопоставление значений коэффициента вариаций (v) в отложениях Пра-Манзурки (разрез Косая Степь-3): пачки 1, 2 (а) и нижний интервал пачки 3 (б). Схему отбора проб см. рис. 2, 3. Генезис отложений: 1 – озерный; 2 – комплексный озерно-аллювиальный; 3 – аллювиальный; 4 – неаллювиальный.

Fig. 5. Comparison of values of the coefficient of variation (v) in sediments from section Kosaya Step'-3): packages 1, 2 (a) and the lower interval of package 3 (б). Samples locations are shown in Figs 2, 3. Genesis of sediments: 1 – lacustrine; 2 – complex lacustrine-alluvial; 3 – alluvial; 4 – non-alluvial.

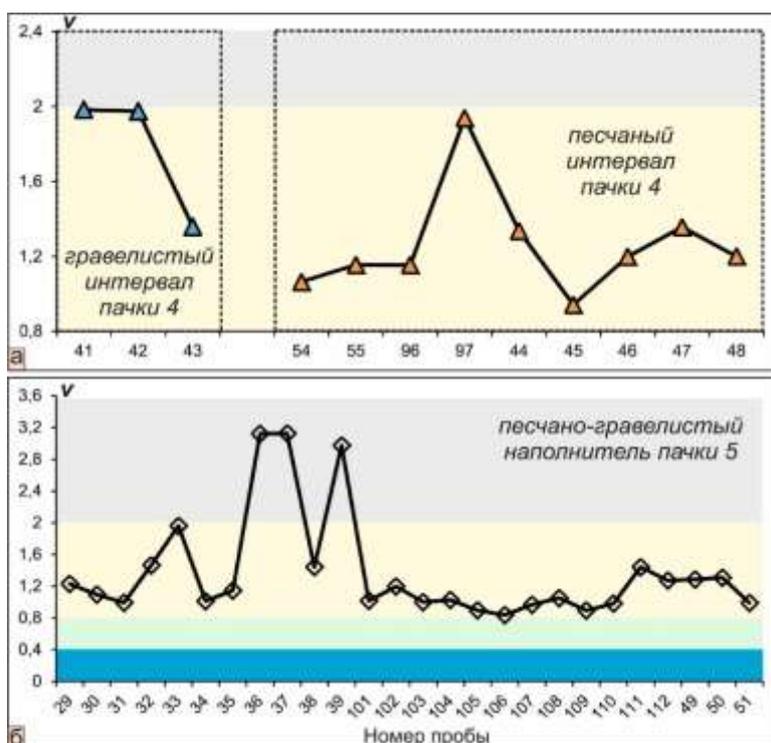


Рис. 6. Сопоставление значений коэффициента вариаций (v) в отложениях разреза Косая Степь-3: пачки 4 (а) и 5 (б). Схему отбора проб см. рис. 2, 3. Условные обозн. см. рис. 5.

Fig. 6. Comparison of values of the coefficient of variation (v) in sediments of section Kosaya Step'-3: packages 4 (a) and 5 (b). Samples locations are shown in Figs 2, 3. Symbols are as in Fig. 5.

Пачка 1 (песчаная, обр. 1–5) содержит песчаные фракции: средне-мелкозернистую, мелко-среднезернистую ($x=0.37-0.46$ мм) до крупно-грубозернистой ($x=0.75-1.15$ мм). Зерна полуокатаны. Стандартное отклонение ($\sigma=0.59-2.15$) определяет плохую, реже – недостаточную сортировку осадков. Значение коэффициента асимметрии, вычисленное по методу первых четырех центральных моментов распределения, положительно в пределах первого десятка единиц ($\alpha=4.49-8.57$) и отражает значительную изменчивость среды седиментации. Эксцесс плюсовой, что прямо указывает на стабильность этой среды, постоянное поступление новых, но небольших порций наносов в бассейн осадконакопления и преобладание обработки материала над его привнесом. Числовые параметры коэффициента вариации ($v=1.25-1.95$) соответствуют аллювиальному происхождению отложений.

По числу Фруда водотоку был свойствен полугорный ($Fr=0.1-0.3$), реже равнинный ($Fr<0.1$) тип устойчивого, хорошо разработанного русла с площадью водосборного

бассейна >100 км², с беспрепятственным течением воды в благоприятных ситуациях положения ложа (коэффициент шероховатости, $n=32-39$). Сдвигающие скорости, при которых частица осадка приходила в движение, колебались в пределах от 0.34 до 0.48 м/с, предельные скорости накопления составляли 0.2–0.3 м/с, поверхностные скорости течения – 0.49–0.77 м/с. Нижний порог глубины водного столба составлял 0.23–0.29 м. Значения ф-критерия устойчивости русла менее 100 единиц свидетельствует о его слабоподвижном характере. В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (русовая группа).

Пачка 2 (серийно-косослоистая, гравелисто-песчаная, обр. 6–25, 52–53) представлена промытым, косослоистым песком. Она имеет пестрый литологический состав – от мелкозернистых песков ($x=0.26$ мм) до мелкого гравия ($x=4.45$ мм). Толща насыщена гравийными обломками, среди которых преобладают мелкие разности. Сортировка осадков умеренно-хорошая ($\sigma=0.26-0.59$), очень

плохая ($\sigma=0.74-1.43$) до ее отсутствия ($\sigma=2.48-5.76$). Несмотря на повышенный динамизм в среде осадконакопления, тектоническая составляющая процесса седиментации остается постоянной (числовой показатель эксцесса возрастает в пределах десятков и первой сотни единиц). Значения коэффициента вариации ($v=0.9-2.3$) определяют среду седиментации, как крупный стационарный русловой поток главным образом полугорного ($Fr=0.1-0.2$), реже горно-рядового ($Fr=0.4$), а также равнинного ($Fr<0.1$) типов постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды в обычных и благоприятных условиях положения ложа ($n=25-41$). По ϕ -критерию устойчивости русел, величина которого <100 единиц, палеорусло было слабоподвижным. Вычисленные значения числа Лохтина ($\Lambda=1.1-1.7$) свидетельствуют о приближении исследуемого потока к конечному водоему (придельтовые условия). Аквальная палеосреда седиментации характеризовалась скоростями течения $0.43-1.43$ м/с, срывающимися скоростями, приводящими в движение осадочный материал, $0.31-0.85$ м/с, придонными скоростями отложения $0.20-0.54$ м/с и межонными глубинами $0.2-0.5$ м.

Пачка 3 (горизонтально-слоистая, алевропесчаная, обр. 56–95) подразделяется на литогеохимические интервалы 1–5 (см. далее).

Нижний сравнительно однородный интервал (интервал 1, обр. 56–59) состоит из слоя алевропесков ($x=0.13-0.19$ мм), песков с доминированием мелкозернистых частиц ($x=0.20$ мм) среднезернистых и близких к ним по составу ($x=0.39$ мм). Коэффициент сортировки находится в пределах $0.34-1.13$ и определяет умеренно-хорошую, реже – недостаточную отсортированность осадков. Коэффициент асимметрии ($\alpha>1$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц оценивает энергетические уровни живых сил седиментации на этот временной срез как относительно высокие. Эксцесс положителен ($\tau>0$). Величины коэффициента вариации находятся в поле от 2.73 до 3.23 и свидетельствуют о неаллювиальном происхождении осадков.

Вышележащие слои пачки (интервалы 2–5, обр. 60А–95) алевритовые с редкими

песчаными прослоями характеризуют накопление горизонтально-слоистых осадков в проточном озере, переходящем на последней стадии его существования в режим заболачивания с накоплением детритового органического материала. Гранулометрический состав пород этой пачки не определялся.

Пачка 4 (гравелисто-песчаная, обр. 41–43, 44–48, 54–55, 96–97) Нижний слой (обр. 41–43) сложен гравийно-древяно-песчаными смесями ($x=1.07-2.97$ мм). По статистическим параметрам осадкам свойственна очень плохая сортировка ($\sigma=1.07$) и ее отсутствие ($\sigma=4.37-5.86$). По значениям коэффициента вариации ($v=1.36-1.98$) устанавливается аквальный характер среды осадконакопления. Породы относятся к аллювиальному генотипу. Палеопотоки характеризовались полугорным рядовым ($Fr>0.1$) типом натуральных постоянных русел, пребывающих в обычных естественных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n>28$). Минимальные значения срывающихся скоростей водотока, при которых данные отложения приходили в движение и испытывали перенос, составляли $0.47-0.71$ м/с. Новое осажение их происходило с уменьшением придонной скорости до интервала $0.3-0.45$ м/с. Поверхностные скорости течения палеорек были не более 1.2 м/с. По ϕ -критерию устойчивости русел, величина которого не превышает 32 единицы, они относятся к малоподвижным и неспособным к эрозии, которая могла бы привести к изменениям гидрографической сети и рельефа в целом.

Вышележащая (моноклинально-косослоистая, песчаная часть пачки 4, обр. 44–48, 54–55, 96–97) содержит гравелисто-среднезернистые пески ($x=0.26-1.01$ мм). Осадки определяются как умеренно сортированные в нижней части пачки ($\sigma=0.25-0.38$) и очень плохо сортированные ($\sigma=0.99-1.16$) – в верхней. Эмпирический полигон распределения их асимметричен со сдвинутой доминантной модой в сторону крупных частиц ($\alpha>1$). Они характеризуются положительным эксцессом и значениями коэффициента вариации $v=0.94-1.94$, соответствующими речному происхождению. Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный водный поток с глубинами $1.94-18.59$ м, который по числу

Фруда относился к равнинному ($Fr < 0.1$), реже – полугорному ($Fr > 0.1$) типу русел со свободным течением воды в комфортных придельтовых условиях состояния ложа ($n=33-41$; $\Lambda=1.23-1.74$). Поверхностные скорости течения составляли 0.43–0.87 м/с, пульсационные срывающие скорости транспортировки обломочного материала – 0.31–0.54 м/с, придонные скорости отложения – 0.20–0.34 м/с.

Пачка 5 (песчано-галечниковая, обр. 49–51; 29–39; 101–112) отличается от нижележащих пачек полифракционностью. Отложения содержат до 10 фракций, функционально зависящих от преобладания турбулентности в водной среде, которая свойственна аккумуляции наносов именно аллювиального типа. Обломочные частицы соответствуют гравийно-галечной размерности: крупной ($x=6.0-22.2$ мм), реже – грубозернисто-песчаной ($x=1.1-1.7$ мм). В средней части пачки 5 присутствует линза мощностью до 0.5 м, состоящая из косослоистых песков с преобладанием их мелкозернистых разностей ($x=0.23$ мм).

Мелкообломочная часть гранулометрического спектра представлена песками с почти равным содержанием основных фракций и небольшими примесями алевритово-глинистого материала. Зерна хорошо окатаны, реже – полуокатаны. Отложениям свойственно полное отсутствие сортировки ($\sigma=3.3-23.1$). Преимущественно положительные (первый десяток) и даже резко положительные (десятки – первая сотня единиц) значения эксцесса определяют устойчивость тектонических условий осадконакопления, стабильный привнос терригенного материала и достаточно качественную обработку в среде седиментации. Отдельная проба имеет отрицательный показатель эксцесса ($\tau=-1.17$), что обусловлено вовлечением в процесс аккумуляции дополнительного количества вещества, функционально зависящего от колебаний тектонического фона. Параметры коэффициента изменчивости ($v=0.90-1.96$) определяют аквальный характер бассейна седиментации и аллювиальный генотип. Отдельные пробы имеют примеси осадков, отличные от речного происхождения ($v > 2.0$). Аккумуляция толщи могла осуществляться

блуждающим, средним по величине водоток полугорного грядового ($Fr > 0.1$) типа с натуральным постоянным руслом, извилистым, частично заросшим, каменистым с неспокойным течением (коэффициент шероховатости $n > 20$). Палеорусло имело придонную скорость отложения 0.31–1.17 м/с, поверхностную скорость течения воды 0.41–3.14 м/с, максимальную глубину в межень период 0.3–1.6 м. ф-критерий устойчивости (< 100 ед.) определяет такой водный поток как малоподвижный. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофафии (русловые стрежневые и нестрежневые группы фаций).

Литогеохимия

Значения индекса химического выветривания (CIA) (Nesbitt, Young, 1982) в породах, слагающих аллювиальные пачки 1, 2, 4 и 5, находятся в интервале 53.7–59.7. Такие значения свидетельствуют о слабой степени выветривания обломочного материала. В составе озерной пачки 3 горизонтально-слоистых отложений преобладают более тонкие обломочные фракции в сочетании с глинистыми минералами. Значения CIA в этой пачке возрастают до 74, что свидетельствует о сильном выветривании материала.

В пачке 3 обнаруживается скрытая неоднородность по литогеохимическим параметрам. При послойном анализе пород в ней выделяются интервалы, представленные образцами: 1) 56–59; 2) 60А–68А, 3) 69А–79, 4) 80–89 и 4) 90–95 (рис. 7).

Породы интервала 1, образующие единый 0.6 метровый слой, имеют низкие значения CIA (57.1–59.8), малые потери при прокаливании (ППП) (4.1–5.2 мас. %), возрастающие со слабым понижением SiO_2 (от 66.8 до 63.0 мас. %). Породы этого слоя имеют пониженную окисленность железа в основании ($Fe_2O_3/FeO = 3.9-4.1$) и повышенную – в кровле ($Fe_2O_3/FeO = 7.7-8.5$), повышенное отношение CaO/Na_2O в основании (0.70–0.72) и пониженное – в кровле (до 0.54).

В породах интервала 2, объединяющего тонкослоистую серию, значения CIA возрастают (59.4–63.2) с возрастанием ППП (в основном 4.8–6.0 мас. %, в верхней части – до 8.0 мас. %). В обр. 66А, кроме высокого значения ППП, наблюдается аномально низкое содержание SiO_2 (54.2 мас. %) и аномально высокое отношение Fe_2O_3/FeO (21.9).

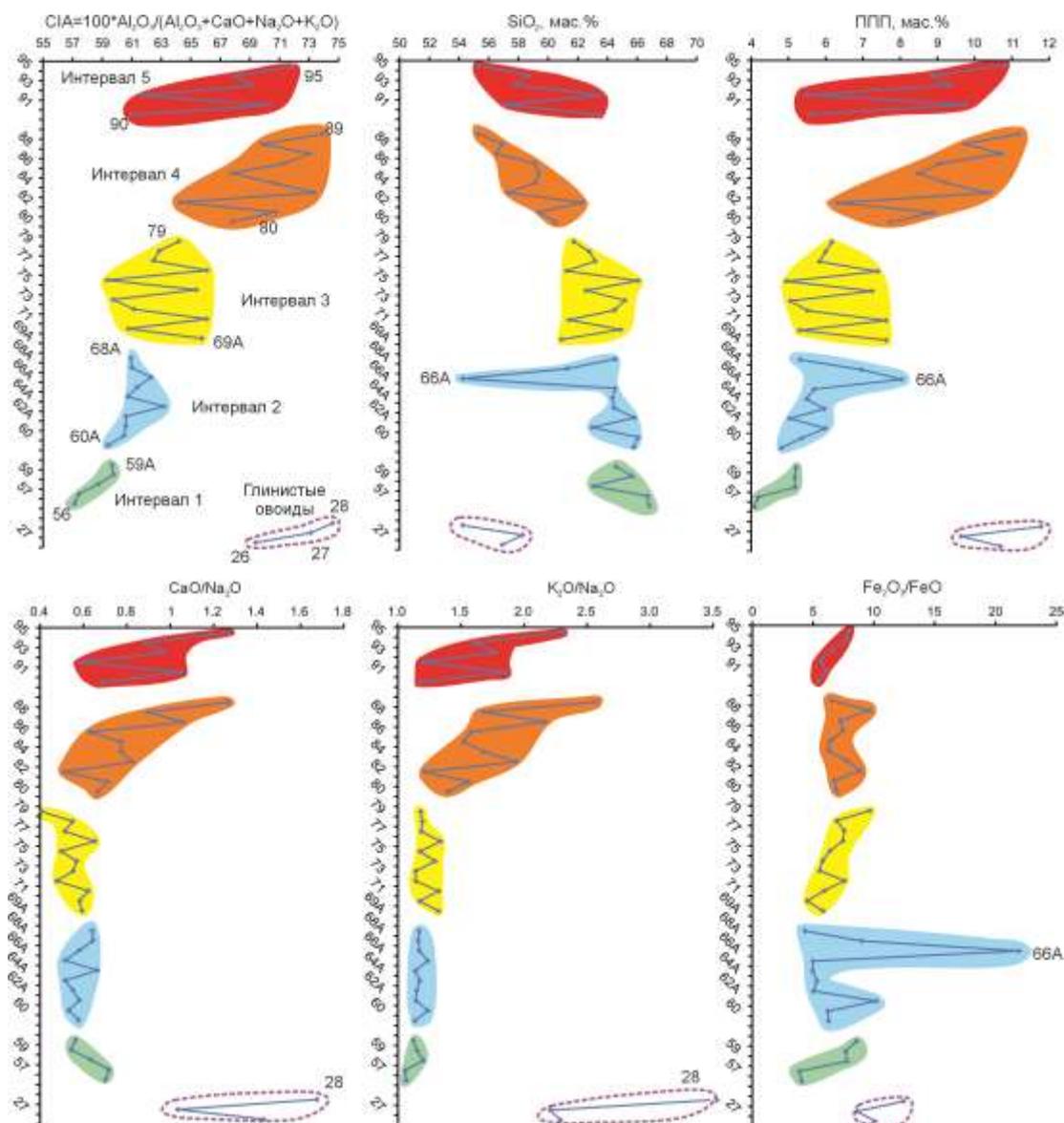


Рис. 7. Вариации литогеохимических параметров в пачке 3 в сопоставлении с параметрами серых глин из оvoidов и слоев поверхностей размыва. Параметр CIA рассчитан по молекулярным количествам оксидов. Учитывая возрастание этого параметра снизу вверх по разрезу, для пород интервалов 1 и 2 нижней части пачки использованы холодные цвета (зеленый и синий), для пород интервала 3 средней части пачки и вышележащих интервалов 4 и 5 – теплые и горячие цвета (желтый, оранжевый и красный). ППП – потери при прокаливании.

Fig. 7. Variations of lithochemical parameters in package 3 in comparison with those of gray clays from ovoids and layers of erosion surfaces. The CIA parameter is calculated from the molecular amounts of oxides. Taking into account increasing this parameter from the bottom up the section, cold colors (green and blue) are used for rocks of the interval 3 of the middle part of the package and warm and hot colors (yellow, orange and red) – for the overlying intervals 4 and 5. LOI – loss of ignition.

В породах интервала 3 вновь наблюдается относительное повышение значений CIA (59.3–66.1) при повышенных ППП (5.0–7.6 мас. %). Отношение Fe_2O_3/FeO в породах увеличивается от подошвы к кровле интервала (от 4.5 до 9.7) с относительным снижением отношения CaO/Na_2O (от 0.62 до 0.41).

Породы интервала 4 характеризуются максимальными значениями CIA в кровле (до 73.9) при минимальном значении в подошве (64.2). Подобным образом от подошвы к кровле возрастает ППП (от 6.3 до 11.2 мас. %). При этом SiO_2 снижается (от 62.3 до 55.3 мас. %), а отношения CaO/Na_2O и K_2O/Na_2O

возрастают (соответственно, от 0.51 до 1.27 и от 1.21 до 2.56). Одновременное возрастание двух последних отношений связано со снижением концентрации Na_2O (от 2.48 до 1.01 мас. %). Для пород трех нижних интервалов такое снижение роли оксида натрия не характерно.

Породы интервала 5 в литогеохимическом отношении подобны породам интервала 4. Они дают широкие диапазоны значений CIA (60.9–71.9), SiO_2 (55.3–63.6 мас. %) ППП (5.5–10.8 мас. %), $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.59–1.27) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1.17–2.31 мас. %).

На диаграммах рис. 7 показаны также данные по содержаниям и соотношениям петрогенных оксидов в овоидах серых глин, одна из которых (обр. 28) находится в основании

пачки 3. Литогеохимические показатели этих глин сопоставляются с экстремальными параметрами пород интервалов 4 и 5 горизонтально-слоистой пачки.

Породы пачки 3 резко отличаются от пород других пачек разреза Косая Степь-3 пониженным содержанием SiO_2 , снижением отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ при снижении SiO_2 , повышенными значениями $\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ и пониженными – $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 8). Резкое различие связано с существенной ролью в пачке 3 глинистого материала, образовавшегося в полузастойном озерном водоеме, и с промытостью от глин речных отложений.

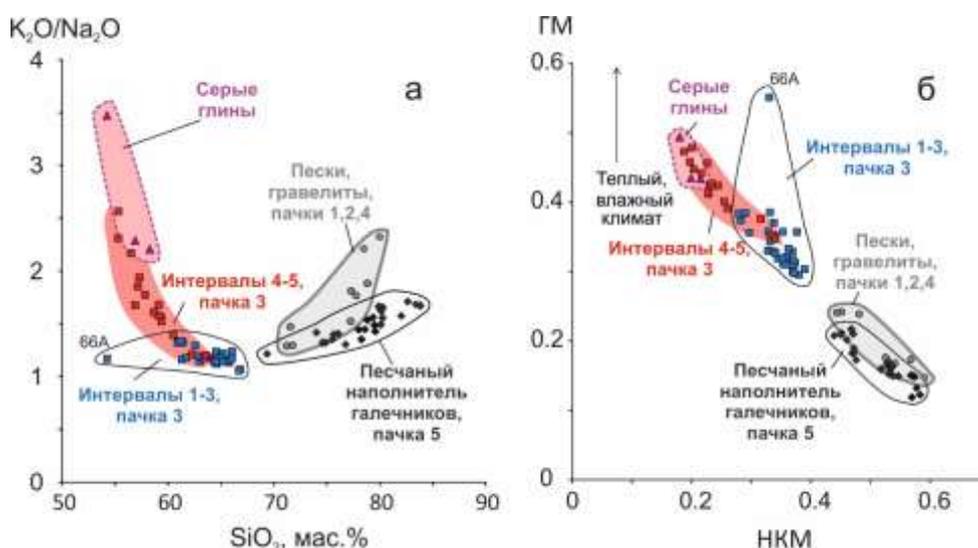


Рис. 8. Сопоставление пород пачки 3 с породами других пачек разреза Косая Степь-3 на диаграммах $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а) и $\text{ГМ} - \text{НКМ}$ (б). На диаграмме б: $\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ – гидролизатный модуль, $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – щелочной модуль. Оба модуля рассматриваются как показатели палеоклимата (Юдович, Кетрис, 2000).

Fig. 8. Comparison of rocks from package 3 with those from other packages of the Kosaya Step'-3 section on diagrams $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (a) and $\text{GM} - \text{NKM}$ (b). In diagram b: $\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ – hydrolysate module, $\text{NKM} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – alkaline module. Both modules are considered as indicators of paleoclimate (Yudovich, Ketris, 2000).

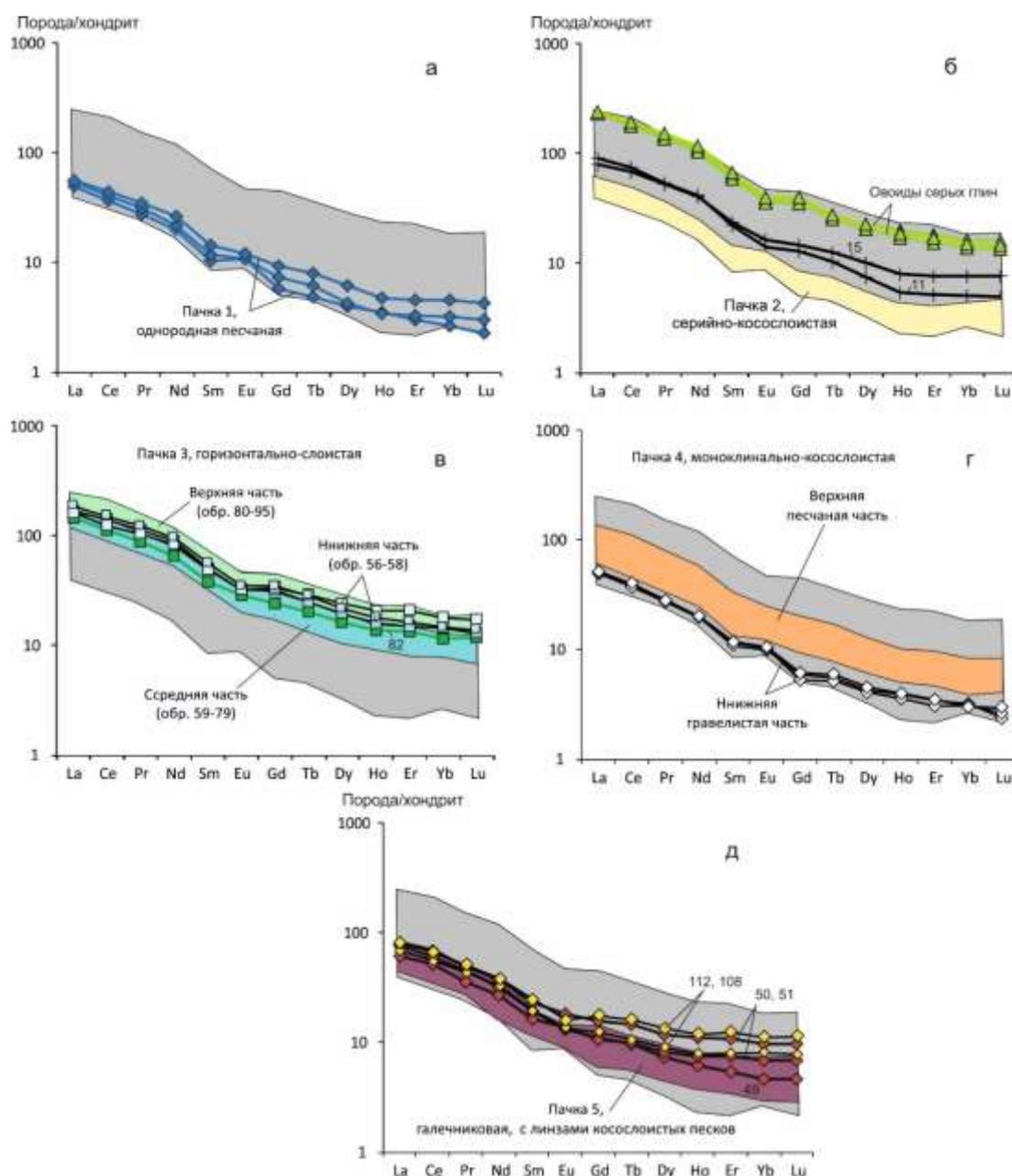


Рис. 9. Редкоземельные спектры осадочных пород, нормированные к хондриту. Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 9. Rare earth element spectra of sedimentary rocks standardized to chondrite. The composition of chondrite is used after (McDonough and Sun, 1995).

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в отложениях разреза (рис. 9), характеризуется широким диапазоном субпараллельных спектров, нормированных к хондриту. Спектры РЗЭ пород аллювиальных пачек 1, 4 и 5 и основная часть спектров РЗЭ пород пачки 2 расположены в нижней части поля спектров РЗЭ всего разреза. Два образца из аллювиальной пачки 2 отличаются повышенными содержаниями РЗЭ. Отложения

этих пачек имеют наиболее низкие и слабо варьирующие суммарные содержания РЗЭ от 45 до 102 мкг/г (в среднем 65 мкг/г). Спектры характеризуются высокой степенью фракционирования ($La/Yb=12.1-27.6$), в целом для песчаного наполнителя галечников пачки 5 немного ниже, чем для других пород. Европейская аномалия слабая (в основном положительная) или отсутствует ($Eu/Eu^* =$

$Eu_n/\sqrt{Sm_n \times Gd_n}$ (Taylor, McLennan, 1985) от 0.77 до 1.39).

Серые глины овоида, валика и слоя имеют высокие концентрации РЗЭ (Σ РЗЭ от 254 до 277 мкг/г, в среднем 267 мкг/г) при сравнительно невысоком отношении легких лантаноидов к тяжелым ($La/Yb=13.2-17.4$) и характеризуются максимальной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.74-0.79$).

Отложения интервалов 2–5 пачки 3 имеют высокие содержания РЗЭ (Σ РЗЭ от 131 до 292 мкг/г, в среднем 203 мкг/г), что в основном связано с присутствием глинистых минералов. По соотношениям легких и тяжелых лантаноидов они не отличаются от аллювиальных пачек ($La/Yb=11.3-27.7$), но характеризуются отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.76-0.95$). Для отложений интервала 1 пачки 3 содержания РЗЭ и значения европиевой аномалии попадают в интервал значений для пород вышележащей части

этой пачки (Σ РЗЭ от 194 до 212 г/г, в среднем 204 мкг/г, $La/Yb=13.2-17.4$, $Eu/Eu^* \sim 0.8$).

Содержания РЗЭ в песках пачки 4 близки к средним значениям для пород всей толщи, Eu -аномалия слабая или отсутствует (Σ РЗЭ от 64 до 151 мкг/г, в среднем 101 мкг/г, $La/Yb=15.5-30.0$, $Eu/Eu^* = 0.95-1.18$).

Для пачки 3 характерна отрицательная Eu -аномалия. Полевые шпаты сохраняются в терригенных породах аллювиальной фации, но замещены вторичными (глинистыми) минералами в материале озерной фации. В породах нижних интервалов пачки 3 проточного озера определены широкие вариации отношения La/Yb (10–28) и ограниченный диапазон CIA (60–66). С углублением отрицательной европиевой аномалии CIA не меняется. В породах верхних интервалов пачки 3 отношения La/Yb сужаются до интервала 17–21. С углублением отрицательной европиевой аномалии значения CIA возрастают от 61 до 74. Окончанию тренда соответствует фигуративное поле серых глин (рис. 10).

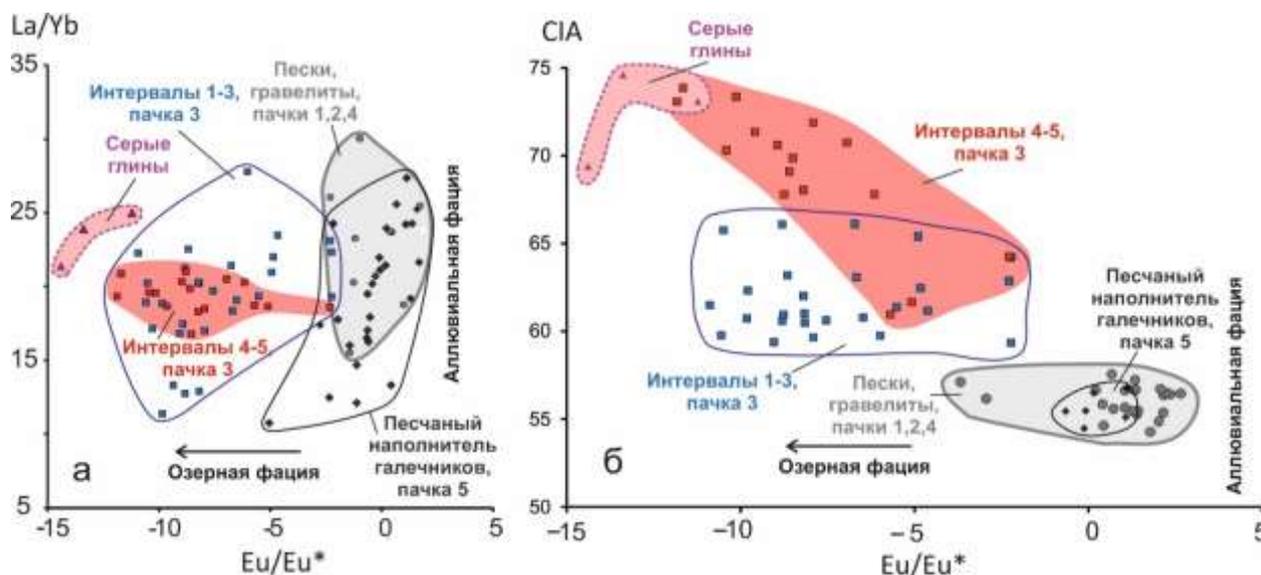


Рис. 10. Сопоставление пород озерной фации пачки 3 с породами аллювиальной фации других пачек разреза Косая Степь-3 на диаграммах $La/Yb - Eu/Eu^*$ (а) и $CIA - Eu/Eu^*$ (б). Отрицательная европиевая аномалия связывается с разрушением полевых шпатов при развитии глинистых минералов. Условные обозн. см. рис. 8.

Fig. 10. Comparison of rocks from lacustrine facies of package 3 with those from alluvial facies of other packages in the Kosaya Step'-3 section on the diagrams $La/Yb - Eu/Eu^*$ (a) and $CIA - Eu/Eu^*$ (b). Negative europium anomaly is associated with the destruction of feldspar during the development of clay minerals. Symbols are as in Fig. 8.

Отрицательная Eu-аномалия в горизонтально-слоистой пачке 3, по-видимому, отражает вторичное изменение плагиоклаза магматических и/или метаморфических пород с образованием глинистых частиц, концентрирующихся в озерном осадке. Принимая значения CIA в качестве показателя палеоклиматических условий вторичных преобразований осадочного материала, мы интерпретируем низкие значения CIA как свидетельство изменения плагиоклаза в начале накопления озерной линзы в прохладных палеоклиматических условиях, а возрастание значений CIA – как показатель изменения плагиоклаза к концу накопления озерной линзы в условиях более теплого и влажного палеоклимата.

Состав спор и пыльцы

Отсутствие глинистых частиц в промытом песке манзурского аллювия делает проблематичным захоронение в нем спор и пыльцы. Высокая проницаемость песка создает условия для пост-седиментационной миграции пыльцевых зерен в циркулирующих водах с искажением первичных палинологических характеристик осадочного материала. По этой причине для палинологических определений песчаный материал аллювиальных пачек 1, 2, 4 и 5 не использовался. Из горизонтально-слоистой пачки 3 получено 9 палинологических спектров (рис. 11).

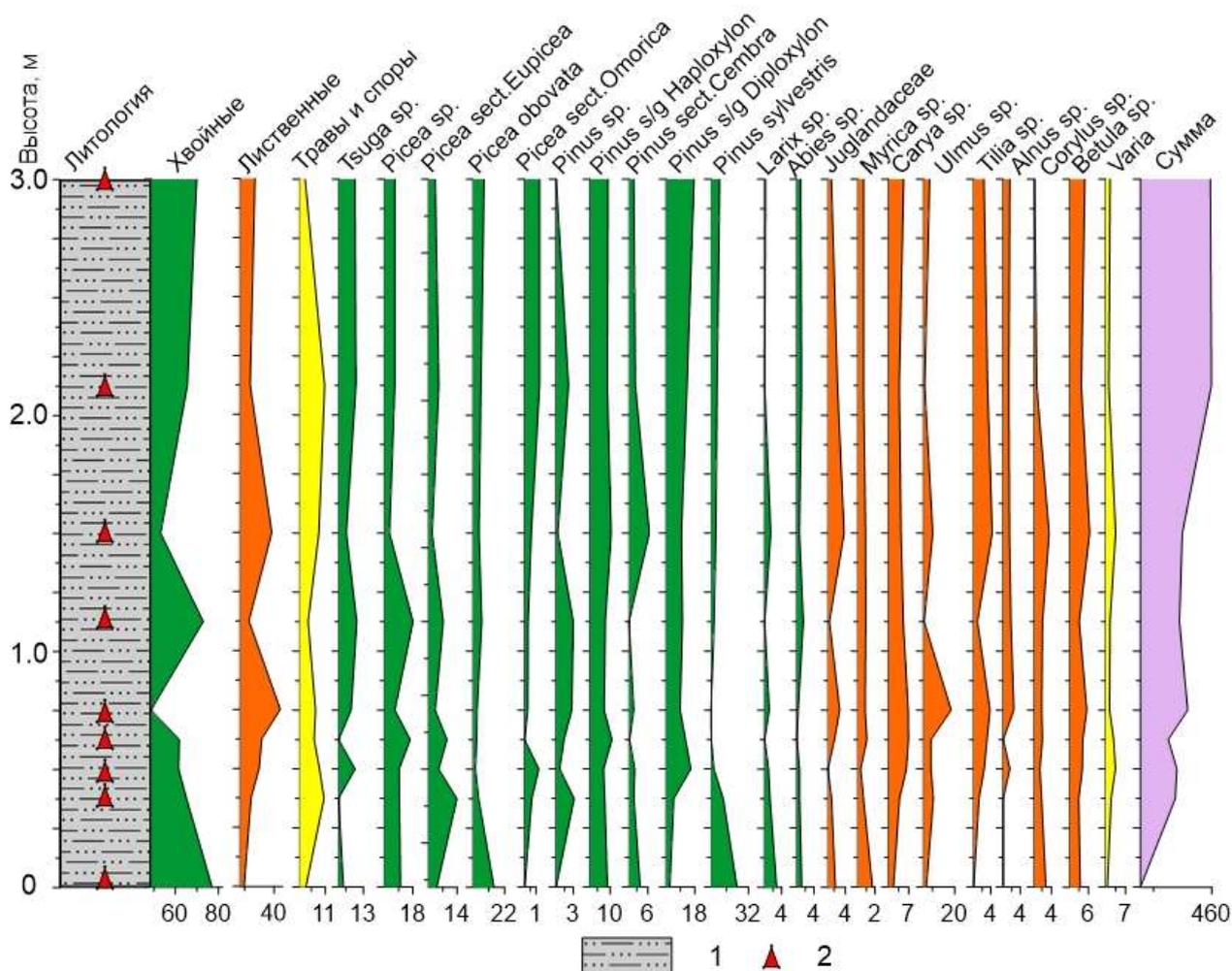


Рис. 11. Диаграмма палиноспектров из отложений пачки 3. 1 – колонка пачки 3; 2 – проба палинологического анализа.

Fig. 11. Diagram of palynological spectra from sediments of package 3. 1 – column of package 3; 2 – sample of palynological analysis.

Интервал 1

Проба 57 – 178 зерен. Наиболее значимые доминанты: *Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxyton + P. s/g Diploxyton*.

В общем составе спектра содержится: хвойных 77 %, лиственных 20 %, травянистых 3 %. Пыльца хвойных представлена *Pinus sylvestris* 24 %, *P. s/g Diploxyton* 2 %, *P. s/g Haploxyton* 9 %, *P. sect. Cembra* 4 %, *Picea obovata* 15 %, *P. sp.* 10 %, *P. sect. Eupicea* 4 %, *Tsuga sp.(1,2,3)* 6 %, *Larix sp.* 3 %, *Abies sp.* 1 %. К пыльце лиственных пород относятся *Ulmus sp.* 7 %, *Corylus sp.*, *Betula sp.* – по 3 %, *Juglandaceae*, *Myrica sp.*, *Carya sp.* – по 2 %, *Juniperus sp.* 1 %, к травянистым – *Ericaceae*, *Artemisia sp.*, *Asteraceae*.

Интервал 2

Проба 60 (общая проба слоев 59А–62А) – 316 зерен. Соотношения лесообразователей не меняется: *Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxyton + Pinus s/g Diploxyton*.

Уменьшается число пыльцы хвойных (65 %) с возрастанием лиственных (24 %) и травянистых (10 %). По-прежнему ведущее положение занимают сосны: *Pinus sylvestris* 14 %, *P. s/g Diploxyton* 5 %, *P. s/g Haploxyton* 8 %, *P. sect. Cembra* 2 %, *P. sp.* 3 %, затем *Picea sect. Eupicea* 14 %, *P. obovata* 4 %, *P. sp.* 9 %, *Tsuga sp.(1,2,3)* 4 % и в небольшом числе: *Picea sect. Omorica*, *Abies sp.*, *Larix sp.* – по 1 %. Пыльца лиственных пород представлена: *Ulmus sp.* 10 %, *Carya sp.* 4 %, *Betula sp.* 3 %, *Juglandaceae*, *Corylus sp.* – по 2 %, *Myrica sp.*, *Tilia sp.* – по 1 % и малочисленными (2 %) *Acer sp.*, *Carpinus sp.*, *Castanea sp.*, *Juniperus sp.* К травянистой части спектра относятся *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Geranium sp.*, *Artemisia sp.*, *Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Sparganium sp.* и споры – *Polypodiaceae*, *Sphagnum sp.* Особенностью спектра является повышение числа пыльцы травянистых растений более влажных мест обитаний. Кроме того, встречены, возможно, юрские *Piceapollenites sp.*, *Podocarpus sp.*, а также *Cyathea sp.?* из миоценовой флоры.

Проба 63А – 322 зерна. В целом доминанты остаются прежними, но наблюдается больше участие кари: *Carya + Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxyton + P. s/g Diploxyton*.

Содержание основных групп пыльцы мало меняется: хвойные 61 %, лиственные 30 %, травы и споры 9 %. Среди хвойных деревьев преобладают сосны: *Pinus s/g Diploxyton* 16 %, *P. sylvestris* 7 %, *P. s/g Haploxyton* 7 %, *P. sect. Cembra* 2 %, *P. sp.* 1 %. Сопутствующие: *Tsuga sp.* 10 %, *Picea sp.* 9 %, *P. sect. Eupicea* 5 %, *P. obovata* 2 %, *P. sect. Omorica*, *Abies sp.*, *Larix sp.* – по 1 %. Из лиственных пород определены: *Ulmus sp.* 9 %, *Carya sp.* 6 %, *Betula sp.* 4 %, *Tilia sp.*, *Alnus sp.*, *Corylus sp.* – по 2 %, *Juglandaceae* 1 %, *Myrica sp.* <1 %; *Acer sp.*, *Carpinus sp.*, *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *Salix sp.* – по 3 %. Пыльца трав соответствует *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Sparganium sp.*, *Cyperaceae*, споры – *Cyathea sp.?*, *Osmunda sp.*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum sp.* Найдены *Piceapollenites sp.* и меловая форма – *Pilosisporites sp.*

Проба 68А – 288 зерен. Здесь ели являются субдоминантами с соснами: *Carya + Ulmus – Tsuga – Picea + Pinus s/g Haploxyton + P. s/g Diploxyton*.

Соотношение между группами подобны предыдущим спектрам: хвойные 62 %, лиственные 32 %, травы и споры 7 %. Здесь наблюдается примерно равное положение сосен (30 %) и елей (27 %): *Pinus s/g Diploxyton* 12 %, *P. sylvestris* 5 %, *P. s/g Haploxyton* 11 %, *P. sect. Cembra* 1 %, *P. sp.* 1 %; *Picea sp.* 16 %, *P. sect. Eupicea* 9 %, *P. obovata* 2 %. Число *Tsuga sp.* сокращается до 4 %. Пыльца лиственных принадлежит *Ulmus sp.* 9 %, *Carya sp.* 7 %, *Betula sp.* 4 %, *Tilia sp.* 3 %, *Juglandaceae*, *Corylus sp.* – по 2 %, *Myrica sp.*, *Quercus sp.*, *Salix sp.* – по 1 %. Из пыльцы травянистых растений встречены *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia sp.*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, из спор – *Cyathea sp.?*, *Polypodiaceae*, *Riccia sp.*, *Osmunda sp.*, *Sphagnum sp.* Присутствует пыльца юрских таксонов *Piceapollenites sp.*, *Podocarpus sp.*

Интервал 3

Проба 74 – 365 зерен. Среди доминантов увеличивается роль лиственных пород: *Betula – Carya – Tsuga – Ulmus – Picea – Pinus s/g Haploxyton + P. s/g Diploxyton*.

В общем составе спектра значительно меньше хвойных – 49 %, соответственно больше лиственных – 44 %. Пыльцы трав и спор, по-прежнему, мало (7 %). Вновь

преобладает пыльца сосен (27 %): *Pinus s/g Diploxylon* 9 %, *P. s/g Haploxylon* 8 %, *P. sylvestris* 5 %, *P. sp.* 3 %, *P. sect. Cembra* 2 %. Их сопровождают ели (13 %): *Picea sp.* 7 %, *P. sect. Eupicea* 3 %, *P. obovata* 3 %, *Larix sp.* 1 %, *P. sect. Omorica* <1 %, *Tsuga sp.* 8 %. Чаше встречающаяся пыльца лиственных пород: *Ulmus sp.* 18 %, *Carya sp.* 7 %, *Betula sp.* 5 %, *Tilia sp.* 4 %, *Juglandaceae* 3 %, *Alnus sp.* 2 %, *Corylus sp.* 2 %, *Myrica sp.* 1 %, *Salix sp.* 1 %. Травянистую часть спектра составляют: *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia sp.*, *Asteraceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cyperaceae*, *Cyathea sp.*, *Osmunda sp.*, *Polypodiaceae*, *Riccia sp.*, *Sphagnum sp.* Определяются юрские мiosпоры *Piceapollenites sp.*, *Podocarpus sp.*, меловая – *Pilosporites sp.*

Проба 75 – 332 зерна. Наблюдается максимум елей: *Carya* + *Ulmus* – *Tsuga* – *Pinus s/g Haploxylon* + *P. s/g Diploxylon* – *Picea*.

Сумма пыльцы хвойных значительно выросла (до 73 %), сумма пыльцы лиственных сократилась до 23 %, пыльцы и спор трав – до 4 %. Среди хвойных пород стало больше елей (32 %) – *Picea sp.* 18 %, *P. sect. Eupicea* 7 %, *P. obovata* 6 %, *P. sect. Omorica* <1 % и *Tsuga sp.* 11 %. Сосны (29 %) уступают им: *Pinus s/g Diploxylon* 10 %, *P. s/g Haploxylon* 8 %, *P. sylvestris* 7 %, *P. sp.* 3 %, *P. sect. Cembra* 1 %. Отмечена пыльца *Abies sp.* (2 %). Пыльца лиственных пород представлена: *Ulmus sp.* 6 %, *Carya sp.* 5 %, *Betula sp.* 3 %, *Alnus sp.* 2 %, *Corylus sp.* 2 %, *Juglandaceae*, *Myrica sp.*, *Tilia sp.*, *Carpinus sp.*, *Salix sp.* – по 1 %; трав – *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia sp.*, *Geranium sp.*, *Rosaceae*, *Рosaceae*, *Cyperaceae*, спор – *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*. Здесь также имеется юрская пыльца *Piceapollenites sp.*, *Podocarpus sp.*

Интервал 4

Проба 84 – 344 зерна. Значительно расширилось участие лиственных деревьев: *Betula* – *Juglandaceae* + *Carya* + *Tilia* + *Ulmus* – *Tsuga* + *Picea* – *Pinus s/g Haploxylon* + *P. s/g Diploxylon*.

Роль пыльцы хвойных уменьшилась до 53 %, соответственно лиственных увеличилась до 38 %, трав и спор по-прежнему мало – 8 %. Вновь доминируют сосны (34 %): *Pinus s/g Haploxylon* 10 %, *P. s/g Diploxylon* 10 %, *P. sylvestris* 8 %, *P. sect. Cembra* 6 %, им сопутствуют *Tsuga sp.* 7 %, *Picea obovata* 4 %, *P. sp.*

3 %, *P. sect. Eupicea* 2 %, *P. sect. Omorica*, *Abies sp.*, *Larix sp.* по 1 %. Пыльца лиственных пород относится к *Ulmus sp.* 10 %, *Betula sp.* 6 %, *Juglandaceae* 4 %, *Tilia sp.* 4 %, *Corylus sp.* 3 %, *Myrica sp.*, *Acer sp.*, *Carpinus sp.*, *Alnus sp.*, *Juniperus sp.*, *Salix sp.* по 1 %; пыльца трав – к *Ephedra sp.*, *Ericaceae*, *Onograceae*, *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Sparganium sp.*, *Cyperaceae*, споры – к *Cyathea sp.*, *Polypodiaceae* и *Riccia sp.*

Проба 89 – 459 зерен. В составе доминантов меньше лиственных деревьев: *Betula* + *Carya* + *Ulmus* – *Tsuga* – *Picea* – *Pinus s/g Haploxylon* + *P. s/g Diploxylon*.

В общем составе спектра содержится 66 % хвойных, 24 % лиственных и 11 % трав и спор. Пыльца сосен составляет 36 % среди хвойных пород – *Pinus s/g Diploxylon* 13 %, *P. s/g Haploxylon* 9 %, *P. sylvestris* 9 %, *P. sect. Cembra* 3 %, *P. sp.* 2 %, елей 18 % – *Picea sp.* 7 %, *P. sect. Eupicea* 5 %, *P. obovata* 5 %, *P. sect. Omorica* 1 %. К ним примешиваются *Tsuga sp.* 10 % и *Abies sp.* 1 %. Группу лиственных образуют *Ulmus sp.* 7 %, *Carya sp.* 4 %, *Betula sp.* 4 %, *Juglandaceae* 3 %, *Tilia sp.* 3 %, *Myrica sp.*, *Alnus sp.*, *Corylus sp.* по 1 %, единично – *Acer sp.*, *Carpinus sp.*, *Castanea sp.*, *Salix sp.* Травянистая часть представлена *Ephedra sp.*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Geranium sp.*, *Rosaceae*, *Rumex sp.*, *Cyperaceae*; споровая – *Polypodiaceae* и *Riccia sp.* Отмечена юрская пыльца *Piceapollenites sp.*

Интервал 5

Проба 95 – 455 зерен.

В целом, спектр подобен предыдущему: хвойных 70 %, лиственных 27 %, трав и спор 3 %. Число пыльцы сосен достигает 40 %: *Pinus s/g Diploxylon* 18 %, *P. sylvestris* 11 %, *P. s/g Haploxylon* 9 %, *P. sect. Cembra* 2 %, елей 19 %: *Picea obovata* 8 %, *P. sp.* 7 %, *P. sect. Eupicea* 3 %, *P. sect. Omorica* 1 %. Также присутствуют: *Tsuga sp.* 10 %, *Abies sp.* 1 %. Пыльца лиственных пород принадлежит *Ulmus sp.* 9 %, *Carya sp.* 5 %, *Betula sp.* 5 %, *Juglandaceae*, *Tilia sp.*, *Alnus sp.* по 2 %, *Myrica sp.* 1 % и единично (всего 2 %) – *Carpinus sp.*, *Castanea sp.*, *Corylus sp.*, *Salix sp.*; травы – *Ericaceae*, *Rosaceae*, *Рosaceae*, *Sparganium sp.*, споры – *Cyathea sp.* и *Polypodiaceae*.

Пробы 27 и 26 серых глин имеют в целом состав палинологических спектров, подобный составу спектров из отложений пачки 3.

Проба 27 (глинистый валик) – 463 зерна – насыщена миоспорами. Содержание пыльцы хвойных пород достигает 82 %, лиственных – 17 %, травянистых – 1 %. Доминируют сосны: *Pinus sylvestris* 32 %, *P. sect. Cembra* 3 %, *P. s/g Haploxyton* 2 %. Доля елей составляет – *Picea obovata* 22 %, *P. sect. Omorica* 1 %, другие хвойные – *Tsuga sp. (1,2,3)* 13 %, *Abies sp.*, *Larix sp.* по 4 %. Группу пыльцы лиственных пород образуют *Ulmus sp.* 8 %, *Juglandaceae* 3 %, *Betula sp.* 4 %, *Tilia sp.* 2 %, менее 1 % – *Myrica sp.*, *Alnus sp.*, *Corylus sp.* Содержание травянистых единично: *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Botrychium sp.* Отмечается присутствие экзотической ели, несколько форм тсуги и широколиственных пород. Спектр близок по составу спектру пробы 57.

Проба 26 (слой на поверхности размыва) – 238 зерен, из них 50 % составляет пыльца хвойных и 46 % лиственных пород, 5 % – травы и споры. Среди пыльцы хвойных преобладают *Pinus s/g Diploxyton* 16 %, *P. sylvestris* 5 % и *P. s/g Haploxyton* 10 %, *P. sect. Cembra* 4 %, им сопутствуют *Picea sp.* 6 %, *P. sect. Eupicea* 2 %, *Larix sp.* 1 %, *Juniperus sp.* Кроме них, отмечены *Tsuga sp. (1,2,3)* 4 % и *Picea sect. Omorica* <1 %. В составе лиственных пород больше пыльцы *Ulmus sp.* 20 %, в сопровождении *Juglandaceae*, *Alnus sp.*, *Corylus sp.* по 4 %, *Carya sp.*, *Tilia sp.* по 3 %, *Myrica sp.* 1 % и другие (всего 7 %): *Acer sp.*, *Carpinus sp.*, *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *Salix sp.* Малочисленная пыльца травянистых растений принадлежит *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Sparganium sp.*, *Cyperaceae*; споры – *Polypodiaceae*.

В этом спектре хвойные и лиственные породы принимают примерно равное участие. К группе хвойных пород относятся светлохвойные сосны (*Pinus s/g Diploxyton*, *P. sylvestris*), лиственница, можжевельник и темнохвойные – кедровидные сосны, ели, с примесью тсуги (3 морфологических формы) и ели из секции *Omorica*. Наблюдается разнообразие пыльцы листопадных широколиственных деревьев (вяз, ореховые, кария, мирика, граб, каштан, дуб, клен, липа, лещина). К ним примешиваются мелколиственные (ольха, ива).

Обсуждение результатов

В палеодолине Пра-Манзурки накапливался констративный аллювий в плиоцене и раннем плейстоцене (по международной стратиграфической шкале 2020 г.) или в плиоцене-эоплейстоцене (по шкале ГИН РАН), до начала среднего плейстоцена (неоплейстоцена). На бугульдейском отрезке палеодолины сохранился фрагмент отложений, которые рассматриваются как наиболее ранние отложения палеодолины. Находок остатков мелких млекопитающих здесь не известно. Палеомагнитных исследований не проводилось. Возраст оценивается по палинологическим данным и литогеохимическим характеристикам.

Ограничение приложения результатов палеопотамологического анализа

В оформлении полученных прежде результатов оценки характера палеодинамики водных потоков, обусловивших отложение манзурского аллювия (Трофимов, 1990), были допущены технические ошибки. На рисунке распространения манзурской толщи обозначались опробованные участки от р. Лены до р. Голоустной. Количество выбранных участков (5) не совпало с количеством пунктов наблюдений (6), по которым в табличной форме давались результаты расчета гидродинамических характеристик. Отсутствие указания на порядок нумерации пунктов наблюдений (от Лены к Голоустной или наоборот) делает невозможным конкретное сопоставление предшествующих результатов палеопотамологического анализа (Трофимов, 1990) с данными, полученными нами по отложениям разреза Косая Степь-3.

Новые полученные данные по осадочным отложениям пачек изученного разреза свидетельствуют об их типичном аллювиальном генезисе. В начале накопления горизонтально-слоистой пачки 3 обломочный материал по гранулометрическому составу не соответствовал озерному осадку. Для отложений определен высокий коэффициент вариаций (v) в поле значений отложений неаллювиального генезиса (см. рис. 5б). Но в дальнейшем поддерживался в целом однообразный гидродинамический режим проточного палеоозера. О его проточном характере,

кроме неровностей границ слоев, межслоевых и внутрислоевых текстур течения, свидетельствует отсутствие захороненных диатомовых водорослей. Если Пра-Манзурка вытекала из Палео-Байкала, диатомовые водоросли могли выноситься озерной водой и при благоприятных условиях замедления течения отложиться на дне проточного водоема. Ископаемые диатомеи отсутствуют в отложениях пачки 3 либо из-за их транзита во взвешенном состоянии, как это обычно имеет место в авандельте озера (Хассан и др., 2020), либо из-за отсутствия соединения Пра-Манзурки с застойной частью Палео-Байкала, содержащей популяции диатомей. При накоплении пачки 3 переход к застойному режиму, тем не менее, был достаточным для отложения слоев, обогащенных глинистыми частицами с концентрацией спор и пыли.

Особенности палинофлоры пачки 3

Если исходить из предположения о накоплении толщ в трех ее местонахождениях бугульдейского горизонта (разрезы Бильчетуй и Турунга, пачки 3 разреза Косая Степь-3) приблизительно в одно время (в раннем-среднем плиоцене, по оценке (Трофимов и др., 1995)), палинофлора отложений из разрезов должна быть одинаковой. Для выяснения степени сходства и различий палинофлоры мы провели сравнительный анализ палинологических спектров, допуская их вариации вследствие фациальных различий осадконакопления.

Бугульдейский горизонт в целом характеризуется доминантами вяза, елей и сосен в спектрах проб 57 и 60 (интервалы 1 и 2 пачки 3). В качестве доминанты в спектрах вышележащих проб присутствует род ореховых (*Carya*). В интервале 3 (проба 74) в доминирующих таксонах появляется береза (*Betula*), в основании интервала 4 (проба 84) проявляется возрастание роли семейства ореховых (*Juglandaceae*) со значительным участием лиственных деревьев, хотя в вышележащих пробах интервалов 4 и 5 роль последних несколько снижается. Роль лиственных пород велика (46 %) в пробе 26 слоя серой глины, синхронного с пачкой 3.

В отложениях пачки 3 не определено 4 рода, обозначенные в двух других

местонахождениях палинофлоры бугульдейского горизонта (*Alnaster*, *Pterocarya* sp. (1,2), *Fraxinus* и *Sambucus*) и 7 таксонов, определенных только в грубообломочных отложениях местонахождения Турунга (*Taxaceae*, *Ostrya*, *Euoaumys*, *Diervilla*, *Lonicera* sp. (1,2), *Ilex*, *Rhododendron*). В то же время, в отложениях разрезов Бильчетуй и Турунга не были обнаружены многочисленные таксоны, распространенные в значительных количествах и почти во всех интервалах отложений пачки 3 разреза Косая Степь-3 (*Pinus sylvestris*, *P. sect. Cembra*, *Picea obovata*, *P. sp.*, *P. sect. Omorica*, *Carya* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Juniperus* sp., травянистой части спектра – *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Geranium* sp., *Artemisia* sp., *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Cyperaceae*, *Sparganium* sp., *Ephedra* sp., *Onograceae*, *Rumex* sp., *Botrychium* sp., споры – *Osmunda* sp., *Polypodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Riccia* sp.).

Результаты факторного анализа палинологических спектров показывают основное отличие (фактор 1) между палинологическими спектрами литогеохимических интервалов 2-3 и валика серой глины их основания галечниковой пачки (проба 27). Спектры пробы 57 из интервала 1, глины из слоя поверхности размыва (проба 26) и интервалов 4-5 занимают промежуточное положение в изменчивости фактора 1. По фактору 2 соблюдается стратиграфический порядок интервалов 1 (проба 57), 2-3 (серия проб 60-75) и 4-5 (серия проб 84-95) (рис. 12). Таксоны, встречающиеся в отложениях разреза Косая Степь-3, но не отмеченные в грубообломочных отложениях прежде изученных разрезов Бильчетуй и Турунга (выделены красным шрифтом на диаграмме б) вносят разнообразный вклад в изменчивость факторов 1 и 2, что свидетельствует об отсутствии в идентификации этих таксонов стратиграфического смысла.

Учитывая выявленное различие между спектрами трех разрезов, мы рассматриваем полученные палинологические данные для озерных отложений пачки 3 как более представительные, чем спектры грубообломочных аллювиальных отложений прежде изученных разрезов бугульдейского горизонта. Все спектры, тем не менее, явно отражают существование растительности лесного типа.

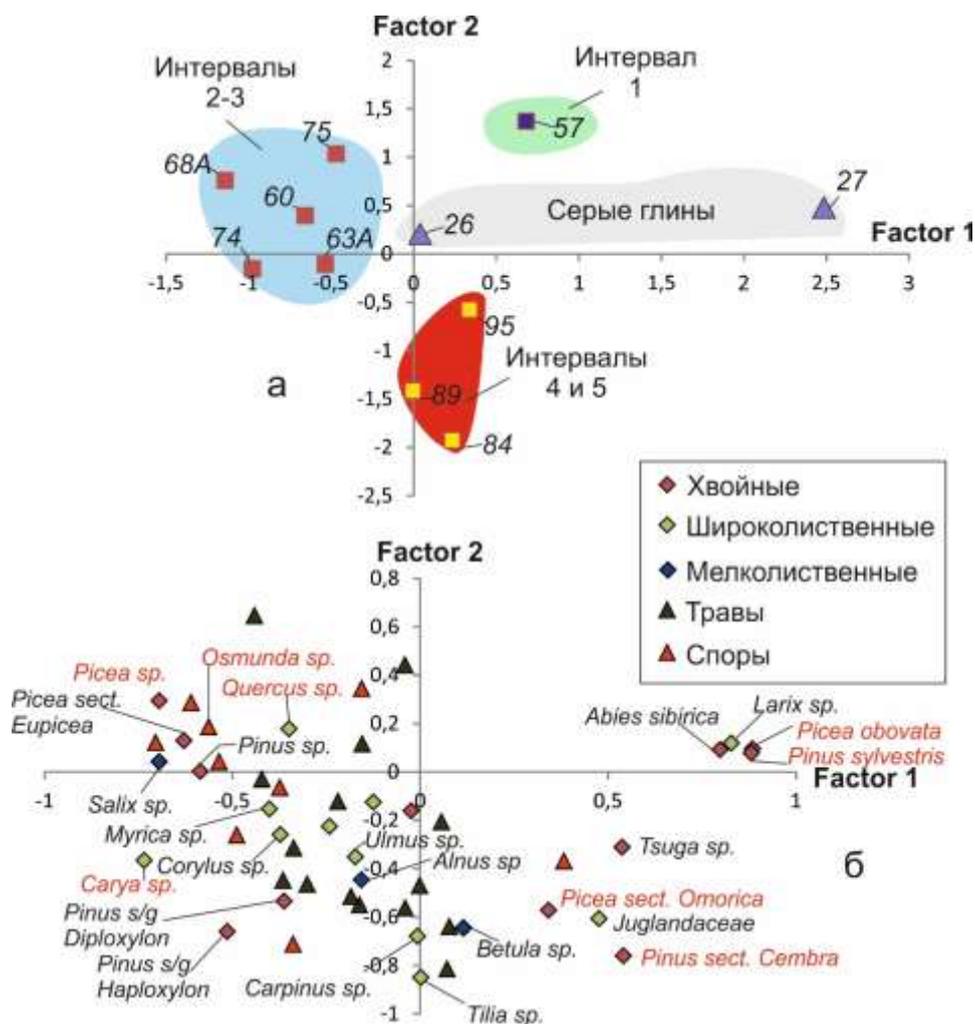


Рис. 12. Диаграммы факторов проб (а) и элементов (б) палинологических спектров из отложений пачки 3 в сопоставлении со спектрами серых глин. Вес фактора 1 – 20,0 %, вес фактора 2 – 17,7 %. На диаграмме а холодными (зеленый и голубой) и горячим (красный) цветами обозначены интервалы с возрастающими значениями литогеохимического показателя CIA (переход от положительных к отрицательным значениям фактора 2). На диаграмме б красным шрифтом выделены таксоны, встречающиеся в отложениях разреза Косая Степь-3, но не отмеченные в грубообломочных отложениях прежде изученных разрезов Бильчетуй и Турунга (объяснения в тексте).

Fig. 12. Factor diagrams of samples (a) and elements (b) of palynological spectra from sediments of package 3 in comparison with those of gray clays. The weight of factor 1 is 20.0 %, the weight of factor 2 is 17.7 %. In diagram a, the cold (green and blue) and hot (red) colors indicate intervals with increasing values of the litho-geochemical indicator CIA (transition from positive to negative values of factor 2). Diagram b shows in red the taxa found in sediments of the Kosaya Step'-3 section, but not marked in coarse-grained sediments of the previously studied Bilchetui and Turunga sections (explanations in the text).

Лесные формации территории были представлены хвойными лесами с участием термофильных широколиственных пород. В составе темнохвойных лесов, наряду с кедровидными соснами (*Pinus s/g Haploxylon*, *Pinus sect. Cembra*), елями (*Picea sp.*, *P. sect. Eupicea*, *Picea obovata*), постоянно присутствует *Tsuga* (три морфотипа), реже *Abies*, эпизодически *Picea sect. Omorica*. Наиболее

многочисленны светлохвойные сосновые (*Pinus s/g Diploxylon*, *P. sylvestris*) леса с примесью *Larix*. Среди теплоумеренных листопадных форм на фоне небольшого числа *Juglandaceae*, *Myrica*, *Carya*, *Carpinus*, *Castanea*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Alnus*, *Corylus* выделяется *Ulmus* (до 20 %). Участие мелколиственных пород *Betula*, *Salix* незначительно. Для всех спектров отмечается

малочисленность трав и спор (в отдельных пробах до 11 %).

В пачке 3 нижним трем интервалам (пробы 57, 60, 63А, 68А, 74, 75) свойственны колебания в содержании компонентов спектров, сопровождающих доминанты. Особенно это касается лиственных деревьев. Здесь субдоминантами являются ели, постоянно присутствует, помимо тсуги, пихта и широколиственные породы. Существовать такая растительность могла в умеренно-теплых и влажных климатических условиях. В верхних двух интервалах (пробы 84, 89, 95) происходит частичное замещение более влаголюбивых елей соснами (*Pinus s/g Diploxylon, P. sylvestris*), которые менее требовательны к количеству влаги.

Отметим также почти постоянное присутствие примеси юрских таксонов *Piceapollenites sp.*, *Podocarpus sp.*, меловой формы *Pilosiporites sp.*, а также миоценовой *Cyathea sp.?*, что, наряду с гальками эффузивных пород из юрских отложений, свидетельствует о формировании осадков пачки 3 (а, следовательно, и других пачек разреза) за счет размыва более древних осадочных отложений.

Литогеохимические корреляции

По результатам бурения 1990-х годов донные отложения Байкала не ассоциируются с глубоководными морскими отложениями. Керн скважин содержит информацию о перемежающихся алевритово-пелитовых слоях, местами с растительным детритом, с переходами к пескам, гравелитам и галечникам (Antipin et al., 2001; Кашик, Ломоносова, 2006; Иванов, 2018). Отложения в целом подобны породам, вскрытым 12-метровыми трубками в 1970-х годах (Голдырев и др., 1975; Мац и др., 1975).

В наиболее глубокой (600-метровой) скважине ВDP-98 для пород нижней (миоцен-плиоценовой) части разреза были определены значения CIA в интервале 85–90 с относительным снижением этого показателя около 3.6 млн лет назад (глубина керна 200–250 м), начиная, приблизительно, с 3 млн лет

назад (глубина керна около 150 м), с выходом на прежние значения и дальнейшее снижение до 72. В более поздней работе (Иванов, 2018) детально исследовался керн пород этой же скважины последних 4 млн лет. Делался акцент на понижение CIA от интервала 76–80 к интервалу 70–74 на временном отрезке 3.3–2.3 млн лет назад. Это понижение совпало с эпизодом похолодания 2.82–2.48 млн лет назад на рубеже хрон Гаусс и Матугама (Карабанов и др., 2000).

Интервал CIA=69–74, обозначенный в разрезе Косая Степь-3 серыми глинами, соответствует интервалу снизившихся значений этого параметра в керне скважины ВDP-98. Такими же значениями CIA характеризуются отложения интервалов 4 и 5 пачки 3 разреза Косая Степь-3 (рис. 13). Между тем, материал нижней части пачки 3 имеет меньшие значения этого параметра и, следовательно, соответствует меньшей степени изменения. Следуя логике зависимости CIA от палеоклиматических условий осадконакопления (Кашик, Ломоносова, 2006; Иванов, 2018), нужно допускать накопление осадков в условиях похолодания, произошедшего на общем фоне теплой палеоклиматической обстановки раннего плиоцена. По корреляциям с фаунистически-охарактеризованными разрезами Монголии для бугульдейского горизонта ранее был принят возраст не моложе 4 млн лет (Трофимов и др., 1995).

Придавая палеоклиматическое значение отложениям озерной пачки 3, мы отмечаем термофильный характер палинофлоры из отложений всего ее сечения, хотя литогеохимические показатели нижней части этой пачки соответствуют осадконакоплению в прохладных климатических условиях, литогеохимические показатели ее верхней части – осадконакоплению в более теплых условиях. В ее верхней части, кроме повышения CIA, повышены значения гидролизатного модуля (ГМ) и отношений CaO/Na₂O, K₂O/Na₂O, понижены значения щелочного модуля (НКМ). Наблюдается увеличение диапазонов изменений этих параметров. Меняются и другие литогеохимические показатели, рассмотрение которых выходит за рамки настоящей статьи.

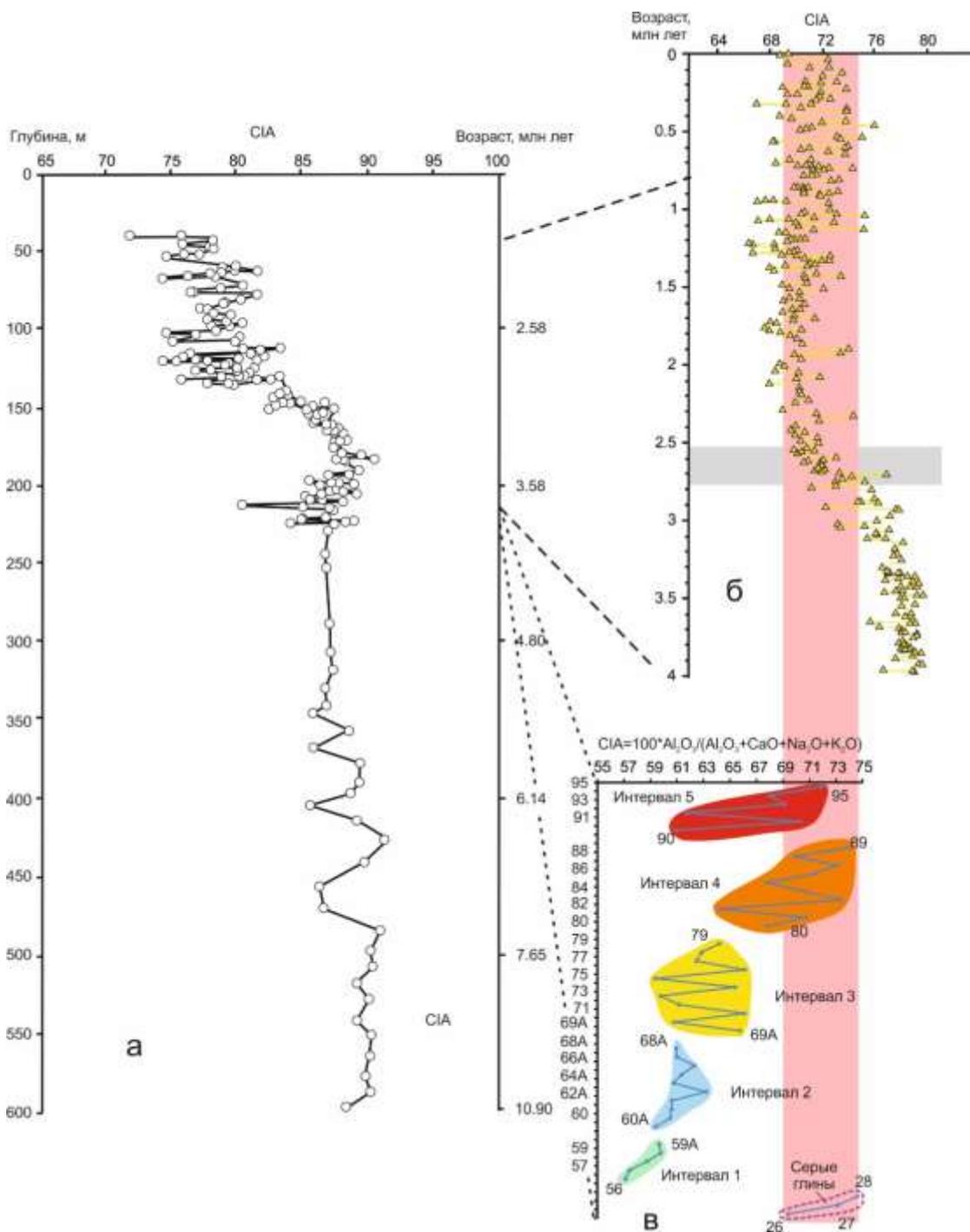


Рис. 13. Изменение химического индекса выветривания (CIA) в разрезах: *a* – скважины BDP-98 донных отложений Академического хребта (Кашик, Ломоносова, 2006); *b* – верхней части этой же скважины (Иванов, 2018) и *в* – пачки 3 разреза Косая Степь-3 (рис. 7 настоящей работы). Серая горизонтальная полоса на диаграмме *b* обозначает эпизод похолодания 2.82–2.48 млн лет назад (Карабанов и др., 2000). Вертикальная розовая полоса ограничивает интервал CIA = 69–74, характерный для отложений квартера в скв. BDP-98, проявленный также в серых глинах и озерных отложениях верхней части пачки 3. CIA рассчитывался по молекулярным количествам. Некоторое завышение значений CIA на диаграмме *a* может быть связано с расчетом этого показателя, выполненным в работе (Кашик, Ломоносова, 2006) по массовым долям петрогенных оксидов.

Fig. 13. Change in the chemical weathering index (CIA) in sections: *a* – well BDP-98 bottom sediments of the Academic Ridge (Kashik, Lomonosova, 2006); *b* – the upper part of the same well (Ivanov, 2018) and *c* –

package 3 of the Kosaya Step'-3 section (Fig. 7 of this work). The gray horizontal stripe in diagram *b* indicates an episode of cooling 2.82–2.48 Ma (Karabanov et al., 2000). The vertical pink band limits the interval CIA = 69–74 that is characteristic of Quaternary sediments in well BDP-98, also found in gray clays and lacustrine sediments of the upper part of package 3. The CIA was calculated from molecular quantities. Some overestimation of CIA values in the diagram may be due to calculation of this indicator performed in (Kashik and Lomonosova, 2006) from mass fractions of major oxides.

Примечательно, что отложения всего разреза Косая Степь-3 характеризуются высокой степенью окисленности железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 5$). Такая окисленность характерна для отложений аносской свиты впадин байкальского типа. В отложениях танхойской свиты Баргузинской и Тункинской долин значения отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ обычно ниже и не превышают 3 (Рассказов и др., 2016; Хассан и др., 2020).

Заключение

Манзурский аллювий – полихронное отложение песка и галечника, редко содержащего более тонкообломочный алевритовый и глинистый материал. Такой аллювий, накопившийся в палеодолине Пра-Манзурки, не несет литогеохимической информации о палеоклимате. Информация о палеоклимате была получена по линзе осадочного материала, отлагавшегося в проточном озере на поверхности размыва между пачками желтых манзурских песков наиболее раннего (бульдейского) горизонта палеодолины.

Мы провели палинологические и литогеохимические исследования тонкозернистого алевритового и глинистого материала. В слоях разных уровней озерной линзы мы определили довольно единообразный состав спорово-пыльцевых спектров, соответствующих умеренно-теплым климатическим условиям со слабым изменением по разрезу, выявленным факторным анализом по суммарной изменчивости содержаний споровых и пыльцевых зерен. Более отчетливое изменение мы получили по литогеохимическим показателям слоев озерной пачки. В ее нижней части мы определили значения CIA, соответствующие слабому выветриванию осадочного материала, в верхней части – значения, соответствующие более сильному выветриванию. Значения CIA верхней части озерной линзы сопоставимы со значениями этого показателя в четвертичных донных отложениях Байкала.

В результате проведенных работ, на фоне консервативной раннеплиоценовой эволюции лесной растительности территории, мы выявили признаки вариаций тепла и холода по смене литогеохимических характеристик озерных отложений. Принимая во внимание малую мощность вскрытой озерной линзы, можно предполагать существование короткого эпизода похолодания около 4 млн лет назад. Дальнейшие работы должны показать насколько широко распространены озерные отложения нижнего плиоцена с литогеохимическими характеристиками, свидетельствующими об эпизоде похолодания в Байкальском и других регионах.

Благодарности

Разрез Косая Степь-3 составлялся с участием В.Л. Коломийца, ушедшего из жизни в 2021 г. из-за коронавируса. Гранулометрический анализ осадочных отложений проводился под его руководством в лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Петрогенные оксиды определялись в ИЗК СО РАН (химики-аналитики: Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко; Е.Г. Колтунова, Н.Ю. Царева). Для определения микроэлементов использовался прибор Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИИ СО РАН (химики-аналитики: М.Е. Маркова, Е.В. Саранина, измерения А.П. Чебыкина). Палинологический анализ проводился в лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН.

Литература

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А., Ивановский Л.Н., Кейда Э.П., Снытко В.А. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С.44–45.

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений

Прибайкалья // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1980. С. 81–98.

Адаменко Р.С. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 136–145.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 108–129.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 156 с.

Боровко Н.Г., Боровко Н.Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных // Вопросы литологии и палеогеографии. Труды ВСЕГЕИ, 1967. Т. 110. С. 231–242.

Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Магнито-биостатиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976. С. 59–74.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С. 43–44.

Животовская А.И. Связь автономной циркуляции вод бассейнов с донными осадками // Очерки по физической седиментологии. Л.: Недра, 1964. С. 43–66.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба // М.: Изд-во «Наука», 1976. 134 с.

Иванов Е.В. Геохимические особенности донных отложений озера Байкал как показатель изменения природной среды в плиоцене – плейстоцене // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2018. 170 с.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. 2000. Т. 370, №. 1. С. 61–66.

Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 272 с.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Геология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 339–353.

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география. геология. Улан-Удэ: Изд-во БГУ. 1998. Вып. 2. С. 92–100.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

Кононов Е.Е. О новых данных по проблеме Пра-Манзурского канала стока байкальских вод // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 2 (55). С. 116–128.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История стока озера Байкал // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во «Наука», 1964. 195 с.

Лопатин Д.В. Трансбайкальская гидросистема плейстоцена // Геоморфология. 2016. № 2. С. 113–119.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой

образования Байкала // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. Ч.2. С. 101–103.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, выл. 1. С. 58–67.

Лучшева А.А. Практическая гидрометрия. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 423 с.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Руслловые процессы. М.: Изд-во Московского ун-та, 1986. 264 с.

Мац В.Д., Галкин В.И., Мизандронцев И.Б. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С.43–44.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых отложений Европейской части СССР // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 8–13.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазилев В.М., Климанова В.М., Рыбаков В.Г. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1976. 160 с.

Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Попова С.М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи Северо-Западного Прибайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 252–258.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 186 с.

Путеводитель экскурсий А-13, С-13 (Прибайкалье) / Логачев Н.А., Адаменко О.М., Аксенов М.П., Базаров Д.Б., Белова В.А., Воробьева Г.А., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Ербаева М.А., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Мац В.Д., Медведев Г.И., Орлова Л.А., Осадчий С.С., Панычев В.А., Плешанов С.П., Покатилов А.Г., Попова С.М., Рассказов С.В., Ромазина А.А., Савельев Н.А., Свинин В.В.,

Сизиков А.М., Фирсов Л.В., Шимараева М.К. XI Конгресс ИНКВА. М.: Наука, 1981. 42 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозой Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А., Митькин Д.Ю., Федин А.Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 117–127.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Трофимов А.Г. Палеопотамологический анализ манзурской толщи Западного Прибайкалья // Геолого-геоморфологические аспекты водохозяйственных проблем Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 100–104.

Трофимов А.Г., Малаева Е.М., Куликов О.А., Попова С.М., Кулагина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии). Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 1995. 50 с.

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усольцева М.В. Идентификация озерных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена в суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 2. С. 261–284.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1965. 259 с.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н., Шлюков А.И. Абсолютное датирование четвертичных комплексов: проблемы и возможные решения // Фундаментальные проблемы квартара: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 629–632.

Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 540 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. С-Пб: Наука, 2000. 479 с.

Antipin V., Afonina T., Badalov O., Bezrukova E., Bukharov A., Bychinsky V., Dmitriev A.A., Dorofeeva R., Duchkov A., Esipko O., Fileva T., Gelety V., Golubev V., Goreglyad A., Gorokhov I., Gvozdokov A., Hase Y., Ioshida N., Ivanov E., Kalashnikova I., Kalmychkov G., Karabanov E., Kashik S., Kawai T., Kerber E., Khakhaev B., Khlystov O., Khursevich G., Khuzin M., King J., Konstantinov K., Kochukov V., Krainov M., Kravchinsky V., Kudryashov N., Kukhar L., Kuzmin M., Nakamura K., Nomura Sh., Oksenoid E., Peck J., Pevzner L., Prokopenko A., Romashov V., Sakai H., Sandimirov I., Sapozhnikov A., Seminsky K., Soshina N., Tanaka A., Tkachenko L., Ushakovskaya M., Williams D. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // *Quaternary International*. 2001. V. 80. P. 19–36.

Global chronostratigraphic correlation table for the last 2.7 million years. v. 2016A. 2016.

Mats V.D. Comment on Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhanrnikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L. and Iizuka Y., 2015, Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // *International Geology Review*. 2016. Doi: 10.1080/00206814.2015.1064329

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: rassk@crust.irk.ru.

Аль Хамуд Аднан,

аспирант,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия,
email: hatoudadnan04@gmail.com.

Хассан Абдулмонем,

аспирант, младший научный сотрудник,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

McDonough W.F., Sun S-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120, No. 3–4. P. 223–253.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.

Oliveira S.C., Pupim F.N., Stevaux J.C., Assine M.L. Luminescence chronology of terrace development in the Upper Paraná River, Southeast Brazil // *Front. Earth Sci*. 2019. V. 7. P. 200.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // *Limnology and Freshwater Biology* 2020 (1): 332–334.

Şengör A.M.C. How scientometry is killing science // *GSA Today*. 2014. V. 24, No. 12. Doi: 10.1130/GSATG226GW.1

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Scientific Publications, 1985. 312 p.

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // *International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters*. 1996. No. 9. P. 34–40.

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Кулагина Наталья Валентиновна,

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник, доцент,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ty@crust.irk.ru.

Будаев Ринчин Цыбикжапович,
кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
Геологический институт СО РАН,
email: budrin@gin.bscnet.ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,
Doctor of Geological and Mineralogical Sci-
ences, Professor, Head of the Laboratory, Head of
Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: rassk@crust.irk.ru.

Al Hamoud Adnan,
Postgraduate student,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria,
email: hamoudadnan04@gmail.com.

Hassan Abdulmonem,
postgraduate student, junior researcher,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,
664033 Irkutsk, Lermontov Str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Al Bass University, Homs, Syria,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Kulagina Natalia Valentinovna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sci-
ences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS.

Chuvashova Irina Sergeevna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sci-
ences, Senior Researcher, Assistant Professor,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Yasnygina Tatyana Aleksandrovna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sci-
ences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ty@crust.irk.ru.

Budaev Rinchin Tsybikzhapovich,
Candidate of Geological and Mineralogical Sci-
ences, Senior Researcher,
670047, Ulan-Ude, Sakhyanova str., 6а,
Geological Institute SB RAS,
email: budrin@gin.bscnet.ru.

Литогеохимические характеристики высокосернистых лечебных грязей оз. Нуху-Нур (Иркутская область): сопоставление с лечебными грязями мира

Т.А. Ясныгина¹, С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, Т.С. Филева¹,
Е.В. Саранина^{1,4}, Йи-минь Сунь⁵

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

⁵Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, Харбин, Китай

Аннотация. В лечебных грязях (пелоидах) оз. Нуху-Нур определены содержания петрогенных оксидов, микроэлементов и минеральных фаз по седиментационным колонкам, взятым в центральной и прибрежных частях озера. В центре озера чередуются слои с высоким и пониженным содержанием общей серы ($S_{\text{общ}}$) и S^{2-} . Сера входит в состав сульфатов: гипса, тенардита, гексагидрита. Распределение $S_{\text{общ}}$ коррелируется с Na_2O , CaO , Sr и U при сильной отрицательной корреляции с другими петрогенными оксидами и микроэлементами. Вблизи берегов озера присутствуют слои, обогащенные и обедненные CaO , который коррелируется со Sr . Литогеохимические характеристики пелоидов свидетельствуют о концентрации лечебных компонентов в донных отложениях озера в результате процессов, подобных выветриванию пород кислого состава в условиях аридного климата. По соотношениям петрогенных оксидов и микроэлементов пелоиды оз. Нуху-Нур в целом сопоставимы с пелоидами Удаляньчи (Северо-Восточный Китай), приморских районов Бразилии, а также Грузии и Испании, но наиболее близки лечебным высокосернистым сульфатным грязям Коплахуэ Аргентины.

Ключевые слова: пелоиды, лечебные грязи, ИСП-МС, петрогенные оксиды, микроэлементы, сера, сульфиды, сульфаты.

Lithogeochemical signatures of high-sulfur therapeutic mud from Nuhu-Nur Lake (Irkutsk region): comparison with the therapeutic mud of the world

T.A. Yasnygina¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}, T.S. Fileva¹,
E.V. Saranina^{1,4}, Yi-min Sun⁵

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

⁵Institute of Natural Resources and Ecology of Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China

Abstract. In therapeutic mud (peloids) of Lake Nuhu Nur, major oxides, trace elements, and mineral phases are determined from sedimentary columns taken in the central and near-coastal parts of the lake. In the center of the lake, layers with high and low contents of total sulfur (S_{tot}) and S^{2-} alternate. Sulfur is part of sulfates: gypsum, tenardite, and hexahydrite. The distribution of S is generally correlated with Na_2O , CaO , Sr , and U with a strong negative correlation with other major oxides and trace elements. In near-coastal parts of the lake, there are layers enriched and depleted with CaO , which strongly correlates with Sr . Lithogeochemical signatures of peloids show concentration of therapeutic components in the bottom sediments of the lake due to processes similar to weathering of rocks of

silicic composition in arid climate. In terms of major oxides and trace elements, peloids from Lake Nuhu Nur are generally comparable to those from Wudalianchi (Northeast China), coastal regions of Brazil, as well as Georgia and Spain, but are closest to therapeutic high-sulfur sulfate mud of Kopahue in Argentina.

Keywords: *peloids, therapeutic mud, ICP-MS, major oxides, trace elements, sulfur, sulfides, sulfates.*

Введение

Грязелечение – древний метод, используемый в ревматологии, дерматологии, косметологии, гастроэнтерологии и других областях медицины, проверенный на практике. Полезные свойства различных типов лечебных грязей (пелоидов, глинистых отложений в соединении с минеральными водами), используемых и в народной, и в официальной медицине, связаны с реологическими, минералогическими характеристиками, химическим составом и бактериальным компонентами. Пелоиды характеризуются комплексом физико-химических свойств – вязкостью, теплоемкостью, содержанием сероводорода, силикатов, карбонатов, сульфатов, степенью и видом минерализации водной фазы, кислотностью (рН) и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh) среды, содержанием органических веществ и фармакологически активных микроэлементов (Ступникова, Мурадов, 2005; Намсараев и др., 2007; Бокучава, 2009; Леонова и др., 2018; Baschini et al., 2010). Пелоиды, используемые для грязелечения, обладают высокой теплоемкостью, абсорбционной и адгезионной способностью, высокой биологической активностью, вследствие чего элементы и их соединения, содержащиеся в грязях, способны легко проникать в организм. Изучение химического и минерального состава пелоидов может способствовать пониманию процессов их формирования и воздействия на организм человека.

Лечебные грязи нередко имеют высокие содержания серы в виде сульфатов, сульфидов и сероводорода, а также тиолов (сернистых аналогов спиртов) и других органических соединений. Формы присутствия серы в грязях регулируются жизнедеятельностью бактерий, перерабатывающих одни виды соединений серы в другие. Распространены сульфатредуцирующие бактерии, в своем жизненном цикле потребляющие сульфаты и

переводящие их в сульфиды (Заварзин, Колотилова, 2001; Goldhaber, 2005). В грязелечении широко используются также пелоиды с низким содержанием серы. Примером служат лечебные грязи вулканического поля Удаляньчи, СВ Китай, которые применяются для лечения кожных заболеваний на одноименном курорте и для приготовления косметических масок (Rasskazov et al., 2017).

Малые озера Западного Прибайкалья изучались с точки зрения состава, содержания органических компонентов и других характеристик. В органических осадках (сапропелевых илах) озер юга Западной Сибири и, в меньшей степени, Бурятии (озера Духовое, Котокель) установлен восстановительный тип диагенеза, в ходе которого происходит деструкция органического вещества при участии сульфатредуцирующих микроорганизмов с уменьшением содержания SO_4^{2-} в поровых водах вниз по разрезу и с образованием аутигенного пирита (Леонова и др., 2018). Изучались закономерности образования карбонатных и глинистых минералов, химический состав, микроэлементы и стабильные изотопы донных осадков озера Цаган-Тырма и других малых озер Приольхонья в связи с исследованиями палеоклимата голоцена (Скляров и др., 2010; Гаськова и др., 2011; Страховенко и др., 2015). Было установлено, что геохимические особенности состава воды в малых озерах оказывают существенное влияние на процесс образования ассоциаций карбонатных минералов (Солотчина и др., 2015).

Объект нашего исследования – лечебные грязи оз. Нуху-Нур (Нуха-Нур). Месторождение находится в Баяндаевском районе Иркутской области и является базовым для санатория Нагалык, а также для санатория Ангара в г. Иркутске. Пелоиды используются для лечения болезней костно-мышечной системы и соединительной ткани.

Цель настоящей работы – изучить состав и определить основные минеральные фазы

пелоидов из центральной и прибрежных частей озера и сравнить полученные литогеохимические данные с данными по пелоидам мира для обозначения лечебные грязей, наиболее близких к нухунурским.

Общая характеристика и предшествующие исследования оз. Нуху-Нур

Озеро находится в воронке глубиной 18–20 м. В 2019 г. измерение в Google Earth показало максимальное расстояние от кромки до кромки воронки 215 м и максимальную длину озера (азимут ВСВ 247°) 93–94 м. В юго-западной расширенной части озера измерено расстояние 66–67 м (азимут ССЗ 341°) при поперечнике воронки 175 м. Периметр озера составляет 269 м, площадь – 5232 м².

В 1959 г. диаметр озера оценивался в 60–75 м, наибольшая глубина – в 3.3 м. Площадь водной поверхности не превышала 3000 м² (Крутикова, Кауров, 1963). В 1963–1965 гг. диаметр озера оценивался в 75–90 м, глубина в центре составляла около 6 м, а площадь водной поверхности – около 5300 м² (Шпейзер и др., 1970).

Если предшествующие оценки были корректными, через 60 лет после первичных наблюдений озеро могло несколько расширяться. Соответственно, вода перекрыла прежде существовавшие берега. В прибрежных частях озера (на расстоянии 2–3 м от берега) за это время накопилось какое-то количество осадков на отложениях прежде существовавших берегов.

В днище воронки была пройдена скважина, вскрывшая неогеновые и юрские песчано-глинистые отложения. До глубины 20 м задокументированы сильно перемятые легкие диатомиты, ниже – водоносные пески с прослоями глин, а затем, до глубины 145 м, – горизонтально залегающие юрские песчаники. В районе озера развита островная многолетняя мерзлота, поэтому происхождение воронки связывалось с термокарстовыми процессами. В воде озера определено возрастание минерализации с глубиной от 98 до 180 г/дм³ и увеличение концентрации сероводорода от 396 до 960 мг/дм³. Высокое содержание сероводорода определено также в составе иловых отложений. Кроме того, установлено

сернистое железо и растворимые соли. Из общего анализа материалов сделан вывод о том, что химический состав воды озера формировался благодаря 1) подтоку минерализованных сульфатных подземных вод, 2) активной деятельности серных бактерий и 3) интенсивному испарению воды озера при отсутствии поверхностного стока (Крутикова, Кауров, 1963).

Дополнительное изучение озера, проводившееся в 1963–1965 гг. (Шпейзер и др., 1970), выявило сравнительно слабую минерализации поверхностной воды озера (5 г/дм³) и возрастание суммы ионов на глубине 3 м до 80 г/дм³, а на глубине 5.15 м – до 254.14 г/дм³. Отмечались разные формы серы. Измерялась величина Eh с переходом на глубину от кислородсодержащей к бескислородной зоне. В придонной части определены резко восстановительные условия, измерен потенциал сульфидосеребряного электрода равный – 825 мВ. В лечебных грязях прибрежных частей и центра озера определены содержания сероводорода (0.048–0.134 г на 100 г грязи) и закисного железа (0.68 г на 100 г грязи).

Предварительные результаты выполненного нами исследования были представлены в коротком сообщении (Ясныгина и др., 2019).

Методика изучения пелоидов

На озере было отобрано пять колонок мягких донных осадков. Из центральной части озера материал пелоидов отбирался со льда через прорубь с глубины 5.5 м. При проходке донных сапропелевых илов пробоотборная пластиковая трубка встретила твердое дно на глубине 2.2 м.

Четыре других колонки отобраны на расстоянии 2–3 м от берега с южной (НН-17-1), западной (НН-17-2), северной (НН-17-3) и восточной (НН-17-4) сторон озера (рис. 1). Краевая колонка НН-17-1 (координаты: 53° 09.020' с. ш., 105° 19.907' в. д., абсолютная высота 693 м) на глубине озера около 0.5 м имела длину около 40 см. Краевая колонка НН-17-2 (координаты: 53° 09.028' с. ш., 105° 19.852' в. д., абсолютная высота 693 м) на такой же глубине озера составила 0.65 м. Краевая колонка НН-17-3 на такой же глубине

озера имела длину 0.8 м, а краевая колонка
НН-17-4 – длину 0.45 м.

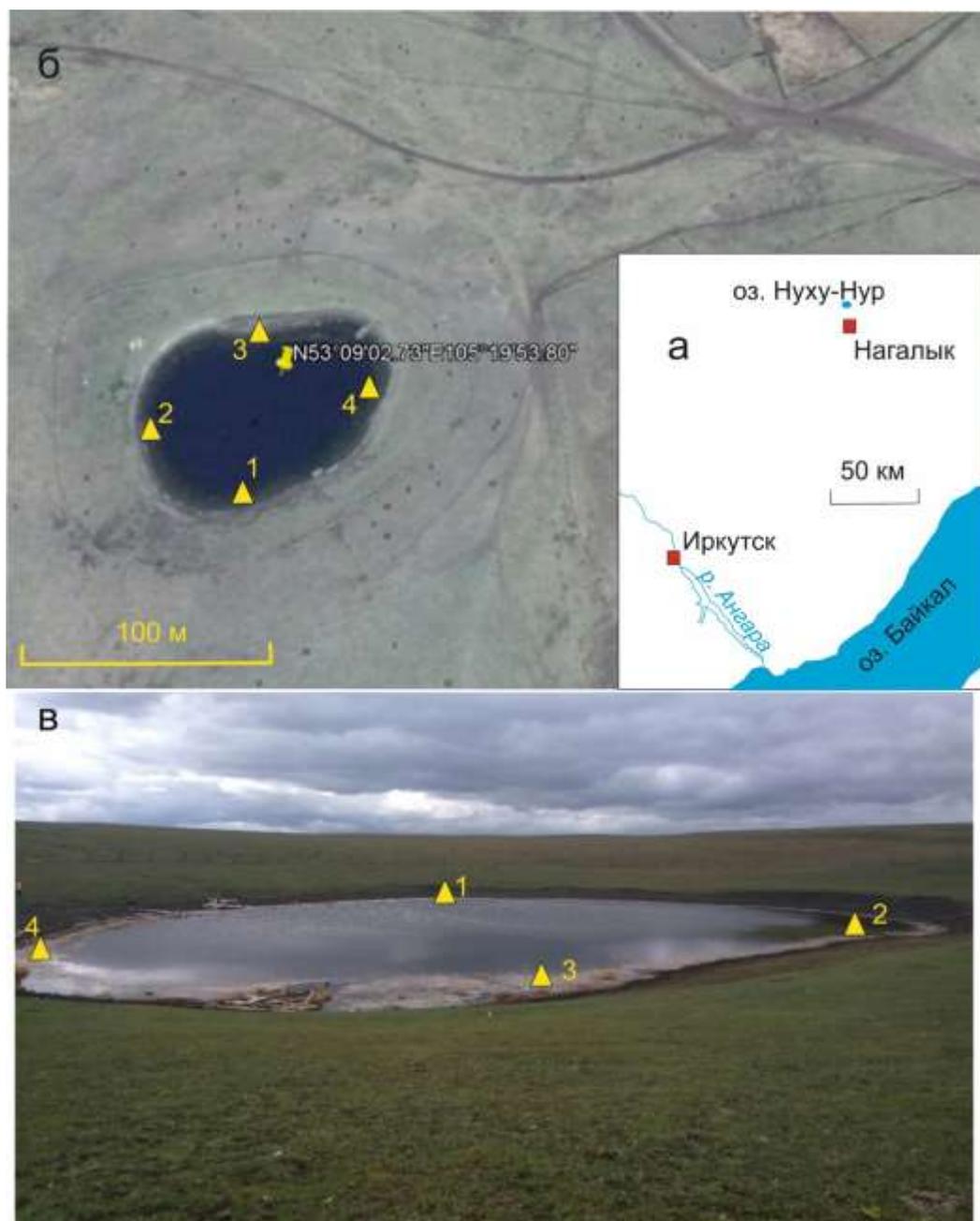


Рис. 1. Местоположение курорта Нагалык (а), схема отбора центральной и краевых (прибрежных) колонок лечебных грязей (б) и фотография оз. Нуху-Нур с местоположением краевых колонок, вид с севера (в).

Fig. 1. Location of the Nagalyk resort (а), sampling scheme of the central and marginal (near-coastal) columns of therapeutic mud (б) and a photograph of Lake Nuhu Nur with locations of columns, view from the north (в).

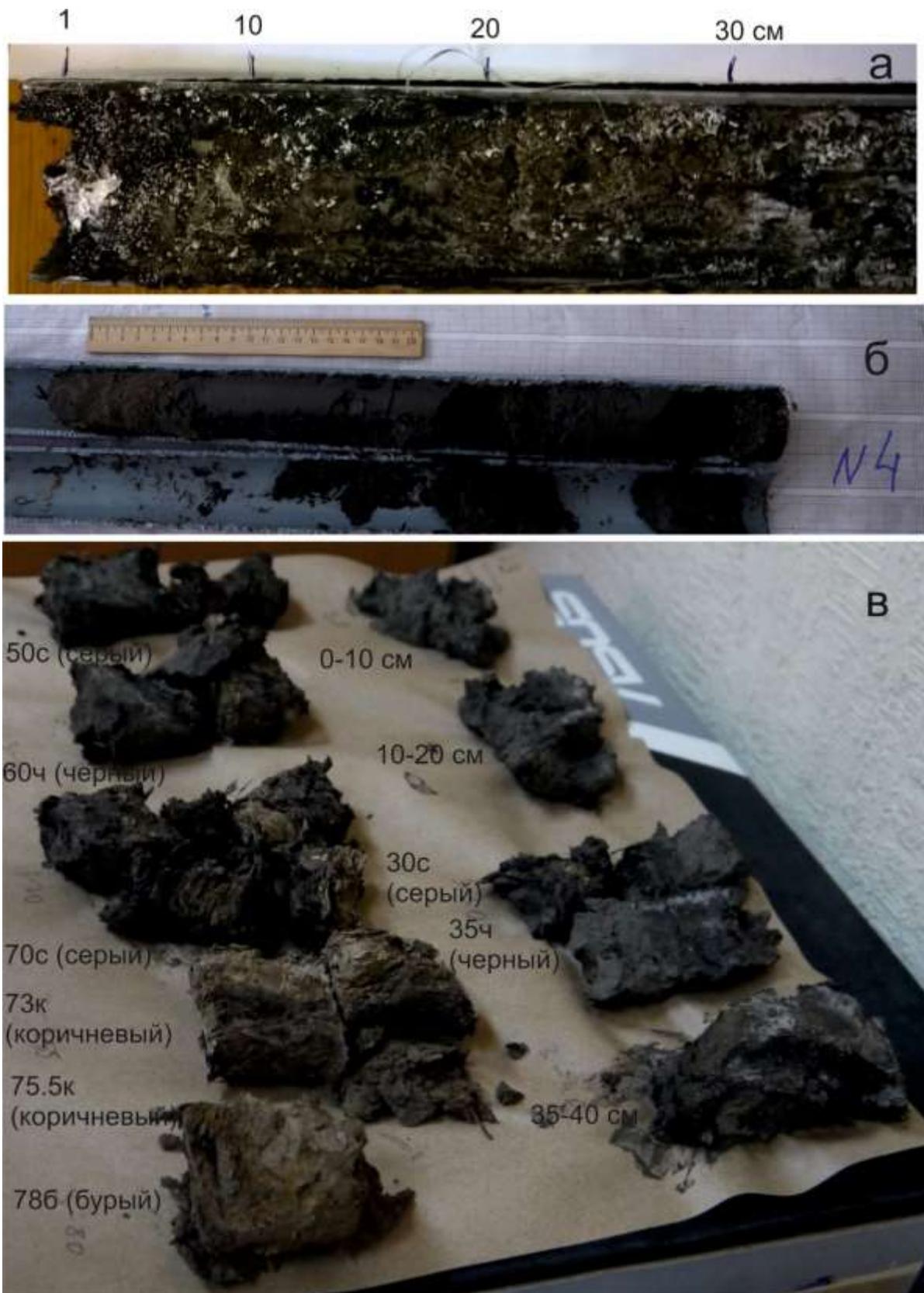


Рис. 2. Фотографии верхней части высушенной центральной колонки (а), вскрытой влажной краевой колонки NN-17-4 (б) и высушенного осадочного материала краевой колонки NN-17-3 (в).

Fig. 2. Photographs of the upper part of dried central column (a), opened wet edge column NN-17-4 (b), and dried sedimentary material of marginal column NN-17-3 (c).

Центральная колонка представлена черным материалом сапропелевых илов. При высушивании материала выкристаллизовываются белые сульфаты (рис. 2а). В средней и нижней частях колонки (~60 см и ниже) чередуются полосы темного и светлого материала. Последний содержит частично переработанные остатки травянистых растений. В высушенном состоянии грязь, начиная с глубины ~50 см, становится более плотной, имеет сильный запах сероводорода.

В пелоидах краевых колонок цвет во влажном состоянии варьирует от черного до коричневого. Распространены остатки травянистых растений. В краевой колонке НН-17-4 верхний слой (8–9 см) особенно насыщен остатками травы. Ниже находится ненарушенный (во влажном состоянии черный) пеллоид (рис. 2б). Северный край озера наиболее доступен для отбора материала, поэтому первичная слоистость в отобранной здесь краевой колонке 3 нарушена. Ее верхняя часть (до 50 см) сложена серым (во влажном состоянии) пеллоидом, включающем на глубине около 40 см белый кристаллический материал (сульфаты). На глубине 50–60 см материал становится черным, затем снова серым, а на глубине 70–80 см идет прослаивание черного и светло-коричневого материала (рис. 2в).

Пеллоиды верхней части центральной колонки до 137 см и краевой колонки 3 с целью разделения на интервалы предварительно анализировали методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на портативном спектрометре Tracer-III SD. Образцы центральной колонки, отобранные с интервалом 2–5 см, высушивали и анализировали комплексом методов классической мокрой химии и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Отложения из краевых колонок высушивали и анализировали теми же методами с интервалами отбора проб 3–10 см в соответствии со слоистостью по цветам. Минеральный состав образцов центральной колонки и краевой колонки 3 исследовали методом рентгенофазового (рентгеноструктурного) анализа (РСА).

Подготовку проб для анализа на содержание микроэлементов методом ИСП-МС проводили в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН кислотным разложением

(HF и HNO₃) в тefлоновых контейнерах под воздействием микроволнового излучения. Детали методики описаны в работе (Ясныгина и др., 2015). Измерения выполняли на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se и на масс-спектрометре с высоким разрешением Element II в ЦКП. При работе на масс-спектрометре Agilent 7500se применяли два внутренних стандарта: In и Bi. Поправку для каждого элемента рассчитывали путем интерполяции. На приборе Element II в качестве внутреннего стандарта использовали Rh. Для градуировки использовали многоэлементные стандартные растворы High-Purity Standards. Правильность анализа контролировали с помощью стандартных образцов VIR-1a, BHVO-2, DNC-1a, AGV-2, JA-2, ДВБ, ЗУК-2. Петрогенные оксиды определяли комплексом методов классической «мокрой химии» в ИЗК СО РАН (Сизых, 1985).

Фазовый состав образцов исследовали рентгеноструктурным методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0, излучение – CuK α , Ni – фильтр, V = 25 кВ, I = 20 мА, в диапазоне 3 – 55° 2 θ , шаг сканирования – 0.05°. Для расшифровки фазового состава использовали программу поиска фаз Diffrac^{plus} PDF-2. Для определения глинистых минералов осуществляли подготовку ориентированного материала пробы осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550 °С в течение 3 часов и насыщением этиленгликолем. Количественное соотношение компонентов рассчитывали по корундовым числам методом RIR. Для глинистых минералов полученные соотношения фаз носят приближенный характер.

При обработке полученных данных и сопоставлениях проводились расчеты методом главных компонент в программе STATISTICA (версия 12).

Результаты

Петрогенные оксиды

Центральная колонка обнаруживает скрытую слоистость пеллоидов, отражающуюся в вариациях содержаний серы, петрогенных оксидов и микроэлементов. Ее верхняя часть (до глубины 145 см) условно подразделяется

на интервалы с высоким и низким содержанием серы (в см): с высоким – интервалы 0–2, 26–46, 82–96, 130–145; с низким – интервалы 2–26, 46–82, 97–130 (рис. 3, табл. 1). В более глубокой части колонки вариации концентрации серы в пелоидах менее выражены, но происходят чаще.

В пелоидах 2-сантиметрового слоя самой верхней части колонки содержание общей серы достигает максимума (14.47 мас. %). Содержание Na_2O также высокое (21.39 мас. %), а содержания SiO_2 , MgO , K_2O , MnO , CO_2 , CaO и других оксидов – низкие. При

повышенной концентрации $S_{\text{общ}}$ (до 9.7 мас. %) в пелоидах третьего, пятого и седьмого интервалов содержания CaO повышаются (6.99–18.39 мас. %), а содержания кремнезема и общего железа остаются низкими (SiO_2 до 25.95 мас. %, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 1.62–2.73 мас. %). Во втором, четвертом и шестом интервалах пелоиды имеют сравнительно низкое содержание $S_{\text{общ}}$ (от 2.7 до 6.4 мас. %). Содержание CaO также сравнительно низкое (5.15–15.28 мас. %) при возрастании содержания SiO_2 (до 36.71 мас. %) и общего железа $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (до 3.96 мас. %).

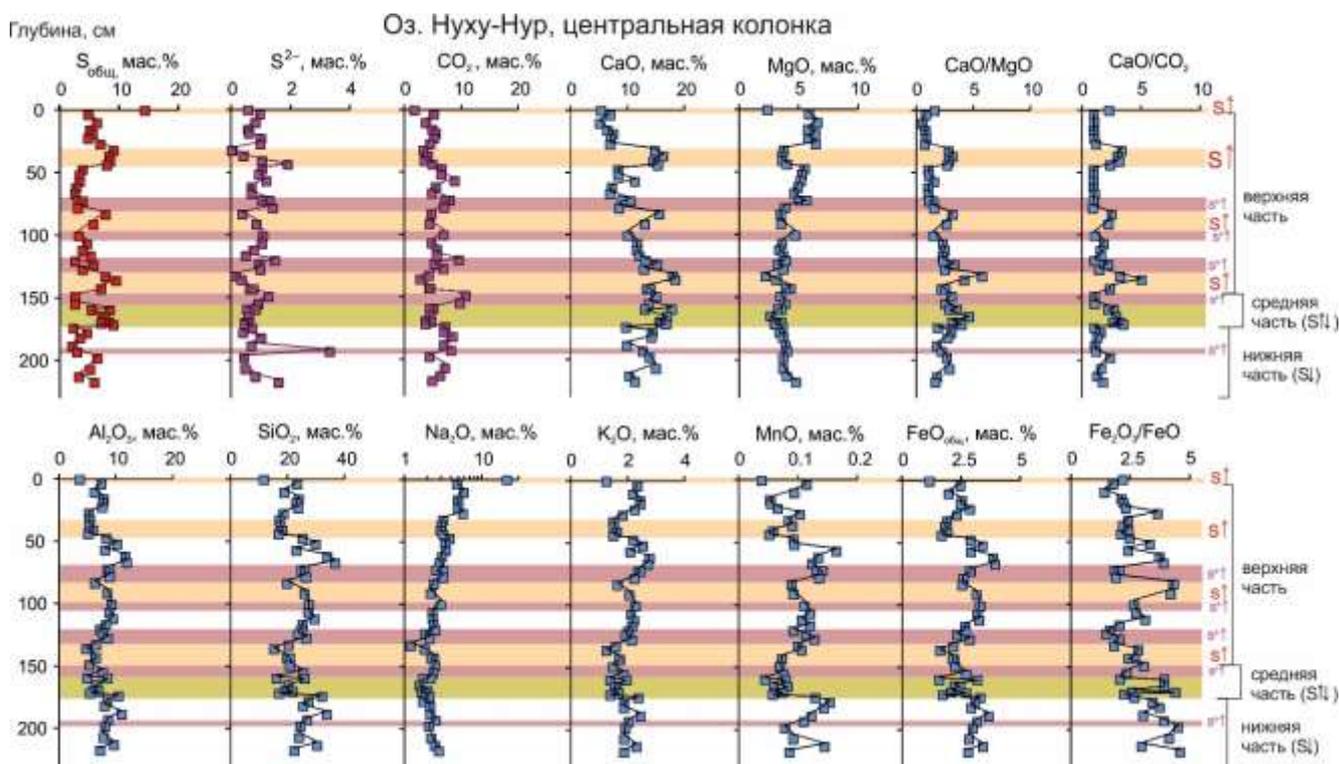


Рис. 3. Содержания $S_{\text{общ}}$, S^{2-} , петрогенных оксидов (мас. %) и отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO/MgO и CaO/CO_2 в пелоидах центральной части оз. Нуху-Нур в зависимости от глубины отбора проб. Символ $S \uparrow$ обозначает слои верхней части разреза, обогащенные общей серой, символ $S \uparrow \downarrow$ – средний слой с меняющейся концентрацией общей серы от пониженной до повышенной, символ $S \downarrow$ – нижний слой с преобладающей пониженной концентрацией общей серы. Отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO/MgO рассчитаны по содержаниям оксидов в мас. %, отношение CaO/CO_2 – по содержаниям оксидов в мольных %.

Fig. 3. Contents of S_{tot} , S^{2-} , major oxides (wt. %) and the ratios $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO/MgO , and CaO/CO_2 in peloids from the central part of Lake Nuhu Nur versus depths of sampling. Symbol $S \uparrow$ denotes layers of the upper part of the section enriched with total sulfur, symbol $S \uparrow \downarrow$ is the middle layer with a variable concentration of total sulfur from reduced to increased, symbol $S \downarrow$ is the lower layer with a predominantly low concentration of total sulfur. The ratios $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, CaO/MgO are calculated from oxide contents in wt %, the CaO/CO_2 ratio is presented for the oxides in mole %.

Таблица 1

Средние значения и диапазоны содержаний серы и петрогенных оксидов, средние содержания микроэлементов по интервалам глубины отбора пелоидов центральной колонки оз. Нуху-Нур

Table 1

Average values and ranges of sulfur and major oxides contents, average trace element concentrations at depth intervals of peloids in the central column of Lake Nuhu-Nur

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Глубина отбора, см	0-2	2-26	26-46	46-70	70-82	82-96	97-120
Число проб	1	5	5	5	3	2	4
SiO ₂ , мас. %	11.75	22.65 18.96-24.06	17.73 17.07-18.69	29.83 23.12-36.71	25.92 25.04-26.49	22.97 19.98-25.95	27.46 25.33-29.56
TiO ₂	0.17	0.34 0.28-0.37	0.24 0.23-0.26	0.44 0.35-0.53	0.38 0.36-0.39	0.37 0.32-0.42	0.42 0.38-0.45
Al ₂ O ₃	3.70	7.43 6.30-7.76	5.49 5.21-6.06	10.07 8.13-11.92	8.82 8.55-8.99	7.43 6.35-8.50	9.00 8.32-9.53
Fe ₂ O ₃	0.87	1.76 1.23-2.15	1.50 1.23-1.98	2.80 2.22-3.42	1.97 1.83-2.07	2.52 2.26-2.78	2.43 1.93-2.68
FeO	0.40	0.90 0.84-0.96	0.60 0.55-0.62	0.89 0.86-0.93	1.03 0.97-1.10	0.60 0.53-0.67	0.93 0.86-0.98
MnO	0.039	0.077 0.05-0.12	0.078 0.052-0.104	0.12 0.092-0.165	0.14 0.13-0.14	0.091 0.090-0.092	0.11 0.11-0.12
MgO	2.40	6.10 5.78-6.60	4.30 3.62-6.46	5.11 4.62-5.54	4.87 3.87-5.68	3.52 3.51-3.53	3.85 3.36-4.71
CaO	5.39	6.66 5.15-7.55	13.59 6.99-16.25	8.47 6.97-11.33	9.43 8.57-10.62	14.33 13.06-15.60	11.41 10.10-12.13
Na ₂ O	21.39	5.11 4.83-5.81	3.61 2.96-5.75	3.32 2.85-3.87	3.00 2.61-3.20	2.30 2.20-2.40	2.50 2.32-2.97
K ₂ O	1.26	2.34 2.20-2.45	1.60 1.51-1.83	2.47 2.10-2.78	2.36 2.24-2.46	1.87 1.66-2.07	2.20 2.13-2.28
P ₂ O ₅	0.09	0.16 0.15-0.17	0.16 0.14-0.19	0.19 0.18-0.21	0.21 0.19-0.22	0.20 0.20	0.20 0.18-0.22
H ₂ O ⁻	3.69	7.23 6.57-8.58	8.80 7.18-9.49	4.17 2.84-5.05	5.68 4.90-6.29	7.18 6.17-8.20	5.42 3.57-7.25
H ₂ O ⁺	8.51	21.88 17.67-26.00	20.07 18.43-24.18	20.51 17.93-24.70	18.91 15.76-22.83	13.65 13.11-14.20	18.67 15.08-22.35
CO ₂	1.82	4.98 3.82-5.58	4.16 3.44-5.01	6.52 4.92-8.91	7.40 7.04-8.00	4.67 4.50-4.83	5.83 4.87-6.96
SO ₃	36.18	13.56 12.25-15.98	20.69 17.40-23.04	8.26 6.64-9.99	8.60 7.94-9.85	17.04 14.46-19.62	10.80 3.07-5.27
Сумма	97.66	101.17 99.97-103.5	102.62 101.4-104.1	103.19 101.2-104.3	98.72 97.87-99.62	98.73 98.66-98.80	101.23 98.70-103.7
S _{общ}	14.47	5.42 4.9-6.4	8.28 8.0 -9.2	3.30 2.7-4.0	3.44 3.2-3.9	6.82 5.8 -7.9	4.32 2.8-5.3
S ²⁻	0.58	0.80 0.6-1.0	0.88 1.03-1.90	0.91 0.7-1.2	1.25 1.1-1.4	0.64 0.4 -0.9	0.85 0.5-1.1
Li, мкг/г	16	41	51	49	40	28	38
Be	0.6	1.2	1.0	1.4	1.3	1.0	1.3
Sc	2.4	7.6	5.3	7.5	7.1	8.0	7.1
V	20.1	49.1	36.1	61.4	57.9	39.0	57.7
Cr	18.2	40.1	41.8	54.1	46.4	36.0	48.4
Co	3.8	7.7	6.7	9.5	8.4	7.7	9.1
Ni	13.4	22.9	20.9	29.0	25.3	22.8	27.1
Zn	10	36	46	33	29	15	41
Ga	3.9	10.0	7.2	12.4	10.7	8.3	11.4
Ge	<0.1	0.5	0.5	0.5	0.3	1.3	0.4
Rb	20.2	46.9	34.7	58.0	50.8	38.1	55.0
Sr	916	474	1510	672	698	755	888
Y	3.9	9.4	7.1	11.3	10.0	8.0	10.6
Zr	19.4	47.0	37.4	53.1	48.6	38.4	48.5
Nb	2.0	4.9	3.8	5.8	5.0	4.3	5.4
Sb	3.3	1.0	0.9	0.2	0.3	1.7	0.7
Cs	1.3	3.0	2.1	3.5	3.1	2.8	3.3

Ba	118	289	214	314	329	214	307
La	5.98	14.1	10.3	16.8	14.8	11.4	16.1
Ce	12.0	28.2	20.6	33.7	29.6	22.5	31.6
Pr	1.46	3.26	2.40	3.85	3.37	2.61	3.60
Nd	5.36	12.1	8.69	14.6	12.7	9.65	13.6
Sm	1.03	2.36	1.66	2.83	2.47	1.62	2.66
Eu	0.25	0.52	0.39	0.64	0.55	0.41	0.61
Gd	0.90	2.04	1.48	2.48	2.16	1.63	2.43
Tb	0.14	0.31	0.22	0.38	0.35	0.22	0.37
Dy	0.83	1.89	1.37	2.26	2.01	1.40	2.16
Ho	0.16	0.36	0.26	0.43	0.39	0.30	0.40
Er	0.43	0.99	0.74	1.24	1.11	0.86	1.16
Yb	0.42	0.92	0.69	1.16	1.01	0.78	1.06
Lu	0.06	0.13	0.10	0.17	0.15	0.11	0.16
Hf	0.62	1.45	1.09	1.67	1.49	1.15	1.52
Ta	0.16	0.44	0.32	0.50	0.44	0.33	0.45
Pb	2.2	8.8	8.4	11.4	9.5	3.7	10.2
Th	1.87	4.44	3.30	5.58	4.78	3.56	5.13
U	1.31	0.97	3.17	1.32	1.43	1.93	2.18

Окончание табл. 1
End of Table. 1

№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
Глубина бора, см	от- 120–130	130–145	145–158	158–173	173–191	191–196	196–220
Число проб	3	4	2	7	4	1	4
SiO ₂ , мас. %	25.11 23.17–26.66	19.15 15.32–20.98	23.19 20.93–25.45	20.17 16.22–32.16	29.76 24.14–33.82	26.88	25.41 22.46–30.51
TiO ₂	0.35 0.34–0.37	0.28 0.27–0.31	0.32 0.28–0.36	0.30 0.22–0.42	0.45 0.36–0.52	0.38	0.39 0.34–0.46
Al ₂ O ₃	7.90 7.30–8.66	6.11 4.89–6.59	6.52 5.36–7.68	6.47 4.97–8.57	9.56 8.07–11.06	8.69	8.25 7.29–9.71
Fe ₂ O ₃	1.78 1.49–2.06	1.54 1.30–1.75	1.95 1.85–2.05	1.90 1.15–2.78	2.68 2.52–3.00	2.75	2.62 2.49–2.78
FeO	1.04 1.00–1.10	0.66 0.46–0.83	0.74 0.61–0.88	0.60 0.55–0.71	0.85 0.68–0.99	0.71	0.67 0.55–0.94
MnO	0.11 0.093–0.13	0.093 0.073–0.11	0.072 0.069–0.075	0.066 0.045–0.083	0.14 0.12–0.15	0.11	0.10 0.078–0.15
MgO	3.64 3.29–3.94	3.41 2.23–4.33	3.68 3.49–3.87	3.18 2.65–3.57	3.67 3.38–3.91	4.06	4.05 3.70–4.79
CaO	13.81 12.92–15.28	15.94 13.40–18.39	14.43 13.79–15.07	16.09 13.12–17.85	12.09 9.76–14.43	12.71	12.66 10.38–15.00
Na ₂ O	2.17 1.86–2.52	1.92 1.21–2.41	2.44 2.38–2.50	1.84 1.57–2.17	2.05 1.75–2.17	2.53	2.40 2.08–2.48
K ₂ O	2.04 1.95–2.15	1.58 1.27–1.74	1.68 1.49–1.86	1.60 1.40–1.97	2.15 1.88–2.46	2.04	2.00 1.88–2.31
P ₂ O ₅	0.19 0.18–0.20	0.17 0.14–0.18	0.20 0.19–0.21	0.19 0.17–0.22	0.20 0.20	0.19	0.19 0.18–0.20
H ₂ O ⁻	6.36 5.41–7.46	9.65 8.68–11.72	4.49 4.33–4.65	9.01 6.23–11.16	4.57 3.67–6.16	3.82	5.71 4.61–6.86
H ₂ O ⁺	15.87 14.12–17.78	18.05 13.91–21.13	21.57 19.74–23.41	15.74 13.48–17.91	17.66 16.65–18.51	18.38	16.66 13.63–19.92
CO ₂	7.29 5.39–9.59	4.06 2.86–4.52	10.27 9.79–10.74	4.41 3.74–5.14	7.44 4.52–8.53	8.24	5.74 4.52–7.14
SO ₃	10.48 6.94–14.42	19.73 17.59–24.12	6.79 6.71–6.87	19.41 13.80–22.95	8.15 5.65–11.80	7.64	13.08 8.26–16.12
Сумма	98.16 97.22–98.88	102.31 99.34–103.9	98.35 97.21–99.48	100.97 98.61–104.5	101.41 98.74–103.2	99.13	99.93 98.64–103.04
S _{общ}	4.19 2.8–5.8	7.89 7.0 –9.7	2.72 2.7–2.8	7.70 5.5 –9.2	3.26 2.3–6.5	3.06	5.23 3.3–6.5
S ²⁻	1.15 1.0–1.5	0.48 0.2–0.8	1.10 0.9–1.3	0.59 0.5–0.8	0.71 0.4–3.3	3.33	0.84 0.4–1.6
Li, мкг/г	33	30	28	28	37	35	33
Be	1.1	1.0	0.9	1.0	1.3	1.1	1.1
Sc	6.0	6.9	6.2	5.5	10.8	6.4	7.1

V	51.7	38.5	35.7	38.8	55.5	48.7	45.0
Cr	53.3	29.0	32.9	35.3	47.5	39.3	38.4
Co	8.1	7.9	7.3	7.2	10.0	8.5	7.9
Ni	24.4	23.2	20.5	21.1	28.6	24.4	24.1
Zn	34	31	26	44	35	12	34
Ga	9.8	8.1	7.7	7.7	11.3	9.6	9.3
Ge	0.3	1.0	0.8	0.3	1.3	0.3	0.9
Rb	47.5	37.8	35.2	36.9	54.4	47.2	43.6
Sr	1461	1408	1992	1081	1408	1682	1318
Y	9.4	7.8	7.1	7.3	11.2	9.0	8.7
Zr	43.0	36.5	33.9	36.4	60.8	43.5	43.7
Nb	4.9	3.8	3.7	3.7	5.7	4.7	4.6
Sb	0.3	1.9	1.1	1.1	4.0	0.8	1.2
Cs	2.9	2.6	2.2	2.2	3.8	2.8	2.9
Ba	270	228	196	204	299	257	239
La	14.0	11.1	10.2	10.6	15.9	13.3	12.8
Ce	28.0	22.0	20.4	21.2	31.3	26.8	25.4
Pr	3.23	2.53	2.37	2.46	3.65	3.14	2.92
Nd	12.1	9.41	8.80	9.22	13.6	11.5	11.0
Sm	2.37	1.73	1.62	1.79	2.63	2.12	2.08
Eu	0.54	0.40	0.38	0.41	0.58	0.51	0.47
Gd	2.08	1.65	1.47	1.58	2.38	1.92	1.88
Tb	0.33	0.22	0.21	0.25	0.33	0.32	0.28
Dy	1.92	1.40	1.36	1.52	2.05	1.91	1.65
Ho	0.37	0.29	0.26	0.29	0.41	0.35	0.33
Er	1.01	0.84	0.75	0.78	1.20	1.00	0.94
Yb	0.99	0.75	0.70	0.72	1.08	0.96	0.86
Lu	0.14	0.11	0.10	0.10	0.16	0.13	0.13
Hf	1.38	1.11	1.06	1.12	1.74	1.32	1.32
Ta	0.41	0.28	0.28	0.30	0.42	0.39	0.34
Pb	9.0	7.7	4.6	5.9	10.4	7.8	7.8
Th	4.50	3.44	3.11	3.31	5.11	4.33	4.06
U	1.85	3.00	2.49	3.51	2.19	1.73	1.87

Примечание: жирным шрифтом выделены значения содержания $S_{\text{общ}} > 6$ мас. %.

Содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 и $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в пелоидах центральной колонки меняются с глубиной сходным образом. Значение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ меняется подобно содержанию $\text{FeO}_{\text{общ}}$, за исключением интервалов 82–96, 130–145 и 158–173 см, в которых при высоком содержании общей серы $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ возрастает.

В материале центральной колонки содержания CaO варьируются от 5.2 до 16.3 мас. %. Породы с высоким содержанием общей серы нередко обладают высоким или повышенным CaO , в то время как CO_2 снижается. Очевидно, что в этом случае оксид кальция концентрируется в некарбонатной минеральной фазе. В глубинных интервалах 70–82, 120–130, 145–158 и 191–196 см одновременно возрастают содержания сульфидной серы и CO_2 . В этом случае возрастание роли сульфида сопровождается развитием карбоната.

В краевых колонках поведение общей серы изменчиво. Пелоиды колонки 1 отличаются повышенным содержанием Na_2O .

Содержание CaO в них увеличивается с глубиной. В пелоидах верхней части колонки 2 содержание $S_{\text{общ}}$ понижено и на глубине около 40 см резко возрастает. В пелоидах верхней части колонки 3 содержание $S_{\text{общ}}$, наоборот, повышено и с глубиной последовательно снижается (рис. 4, табл. 2). В пелоидах с высоким содержанием серы возрастают отношения CaO/MgO и CaO/CO_2 .

В материале светлых полос, по сравнению с темными, повышены содержания CaO . По относительной роли CaO пелоиды краевой колонки 3 подразделяются на кальциевые (CaO 4.2–10.5 мас. %) и низкокальциевые (CaO <1.4 мас. %). Последние находятся глубже 35 см. В пелоидах краевой колонки 2 в светлых включениях на глубине 33–44 см содержание CaO максимально (34–36 мас. %). Вблизи основания разреза содержание кальция понижено до 2.3 мас. %. В породах других колонок аналогов низкокальциевых составов не обнаружено. Во всех колонках содержания MgO и Na_2O понижаются с

глубиной, за исключением нижней части колонки 2.

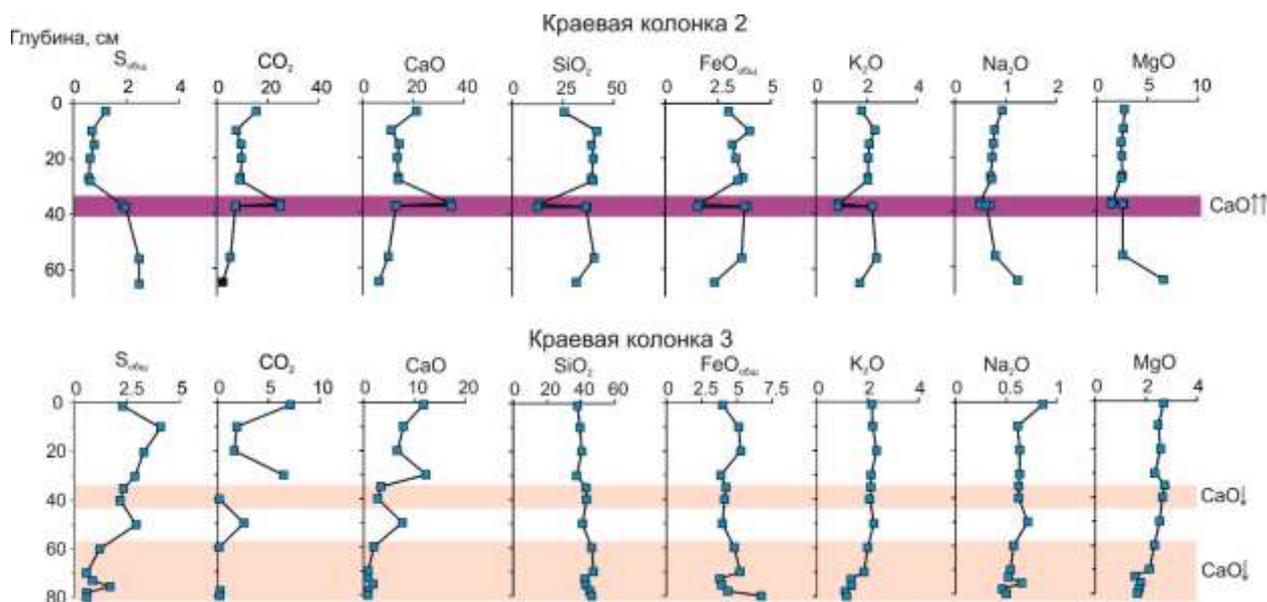


Рис. 4. Вариации содержаний $S_{\text{общ}}$ и петрогенных оксидов (мас. %) в пелоидах краевых колонок 2 и 3 оз. Нуху-Нур в зависимости от глубины отбора проб. Символы: $\text{CaO}\uparrow\uparrow$ – слой с относительным возрастанием оксида кальция; $\text{CaO}\downarrow$ – слой с относительным снижением оксида кальция.

Fig. 4. Variations in S_{tot} and major oxides contents (wt. %) in peloids from marginal columns 2 and 3 in Lake Nuhu Nur versus depths of sampling. Symbols are $\text{CaO}\uparrow\uparrow$ – a layer with relative increase in calcium oxide; $\text{CaO}\downarrow$ is a one with its relative decrease.

Т а б л и ц а 2

Представительные составы пелоидов прибрежных частей оз. Нуху-Нур

Table 2

Representative compositions of peloids from near-coastal parts of Lake Nuhu Nur

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	NN-1-10	NN-1-30	NN-1-40	NN-2top	NN-2-10	NN-2-28	NN-2-40/44D	NN-2-40/44L
Колонка	1	1	1	2	2	2	2	2
Глубина отбора, см	10	30	40	3	10	28	40	44 (вкл.)
SiO_2 , мас. %	43.39	34.49	33.41	25.78	41.72	39.98	36.26	12.54
TiO_2	0.58	0.46	0.45	0.35	0.49	0.49	0.50	0.21
Al_2O_3	11.62	9.13	9.17	7.23	10.24	9.08	10.61	4.12
Fe_2O_3	3.56	2.65	2.57	2.09	3.18	2.54	2.86	0.96
FeO	0.68	0.76	0.73	1.10	1.13	1.15	1.16	0.68
MnO	0.097	0.20	0.17	0.13	0.13	0.15	0.14	0.18
MgO	2.63	2.33	2.33	2.74	2.65	2.44	2.56	1.48
CaO	9.86	17.24	17.48	21.28	11.38	13.99	13.22	35.11
Na_2O	0.83	0.85	0.82	0.94	0.79	0.73	0.63	0.50
K_2O	2.42	2.05	1.98	1.81	2.33	2.05	2.22	0.86
P_2O_5	0.16	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11
H_2O^-	2.08	2.54	3.00	2.66	2.20	1.90	3.39	2.71
H_2O^+	12.52	9.73	10.35	15.16	10.88	11.78	11.88	9.36
CO_2	6.88	11.80	11.41	15.65	7.76	9.16	7.40	25.03
SO_3	1.47	3.64	4.64	3.05	1.76	1.56	4.94	4.97
Сумма	98.78	98.01	98.66	100.10	96.75	97.12	97.91	98.81
$S_{\text{общ}}$	0.59	1.46	1.86	1.22	0.70	0.62	1.98	1.99

S ²⁻	0.28	0.39	0.28	0.26	0.76	0.69	0.42	0.19
Li, мкг/г	53	41	40	34	44	48	34	17
Be	2.2	1.6	1.6	1.1	1.8	1.5	1.4	0.8
Sc	8.7	5.4	6.3	5.4	6.7	8.3	7.8	3.3
V	72.7	60.0	73.3	57.6	70.4	71.9	72.5	37.0
Cr	56.3	40.9	50.1	39.5	49.2	44.7	60.7	65.4
Co	10.9	9.1	9.6	10.0	11.8	10.1	10.9	11.9
Ni	30.9	23.8	27.4	26.7	30.0	31.8	32.3	28.2
Zn	52	46	48	38	48	63	40	15
Ga	4.0	3.4	2.6	4.5	4.3	12.7	12.6	5.4
Rb	73	64	57	45	67	60.9	63.3	27.3
Sr	1153	1172	2530	3129	985	1457	1189	4471
Y	14.4	11.8	12.5	10.2	12.7	12.6	13.0	6.0
Zr	70	56	61	48	65	62.1	57.5	25.7
Nb	7.6	5.8	6.2	5.3	7.2	6.2	6.3	2.9
Cs	4.3	3.0	3.4	2.7	3.6	3.4	3.7	1.7
Ba	390	412	342	279	410	420	416	252
La	20.4	17.6	16.7	14.7	19.3	17.8	18.8	8.5
Ce	39.5	33.7	32.8	29.1	38.3	35.99	38.06	17.16
Pr	4.42	3.75	3.82	3.13	4.33	4.19	4.39	2.04
Nd	17.3	14.1	14.9	11.7	16.5	15.6	16.5	7.61
Sm	3.31	2.65	2.83	2.28	3.16	3.08	3.25	1.48
Eu	0.59	0.49	0.52	0.54	0.73	0.69	0.76	0.35
Gd	2.85	2.18	2.32	1.98	2.70	2.61	2.99	1.40
Tb	0.42	0.34	0.35	0.31	0.43	0.41	0.44	0.22
Dy	2.61	2.06	2.23	1.84	2.38	2.33	2.59	1.28
Ho	0.51	0.44	0.43	0.37	0.50	0.46	0.49	0.23
Er	1.41	1.24	1.28	1.04	1.41	1.28	1.46	0.66
Yb	1.41	1.18	1.19	0.93	1.36	1.13	1.33	0.58
Lu	0.23	0.18	0.19	0.15	0.20	0.19	0.18	0.08
Hf	1.99	1.59	1.72	1.34	1.91	1.78	1.88	0.81
Ta	0.68	0.38	0.43	0.37	0.53	0.50	0.53	0.25
Pb	14.2	11.8	11.4	9.9	13.7	16.2	11.7	5.6
Th	6.19	4.81	4.98	4.08	6.33	5.80	5.99	2.70
U	2.34	3.04	3.80	4.77	4.29	3.47	3.71	7.14

Окончание табл. 2
End of Table. 2

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	NN-4-30	NN-3-10	NN-3-30s	NN-3-40	NN-3-50s	NN-3-70s	NN-3-73k	NN-3-80bL
Колонка	4	3	3	3	3	3	3	3
Глубина бора, см	от- 30	10	30	40	50	70	73	80)
SiO ₂ , мас. %	41.07	39.4	37.51	43.25	40.79	47.39	42.38	46.25
TiO ₂	0.48	0.42	0.48	0.54	0.48	0.62	0.36	0.69
Al ₂ O ₃	11.50	11.86	11.27	14.86	13.17	16.06	13.24	18.30
Fe ₂ O ₃	3.50	4.69	3.50	3.92	3.70	5.08	3.60	6.75
FeO	0.82	0.90	0.70	0.59	0.63	0.66	0.55	0.64
MnO	0.11	0.097	0.13	0.016	0.047	0.018	0.017	0.014
MgO	2.82	2.48	2.35	2.65	2.54	2.14	1.57	1.67
CaO	9.15	7.84	12.31	2.79	7.61	0.90	0.83	0.84
Na ₂ O	0.67	0.61	0.63	0.62	0.71	0.54	0.52	0.50
K ₂ O	2.20	2.19	2.13	2.08	2.24	1.85	1.34	1.17
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.13	0.11	0.12	0.11	0.06	0.14
H ₂ O ⁻	2.17	5.82	4.72	4.47	5.25	3.49	3.5	2.95
H ₂ O ⁺	14.97	3.54	3.11	14.99	5.53	18.63	28.53	17.63
CO ₂	6.33	1.87	6.45	0.15	2.57	н. о.	н. о.	0.18
SO ₃	1.28	10.18	7.14	5.36	7.27	1.40	2.07	1.43
Сумма	97.23	92.04	92.56	96.40	92.66	98.89	98.57	99.15
S _{общ}	0.51	4.07	2.86	2.15	2.91	0.56	0.83	0.57
S ²⁻	0.88	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Li, мкг/г	59	42	39	49	46	40	32	46
Be	1.9	2.3	1.9	3.5	2.5	2.8	4.5	1.6
Sc	11.9	7.4	7.1	8.0	9.5	11.9	6.4	10.9

V	82.7	75.3	72.1	86.9	84.3	94.9	65.2	105
Cr	54.8	54.9	52.8	61.2	58.7	71.1	51.2	71.9
Co	11.0	15.8	14.3	22.7	13.7	8.7	16.0	7.8
Ni	36.3	31.2	32.7	45.6	31.2	34.0	36.9	18.7
Zn	230	53	70	73	59	88	54	55
Ga	16.0	12.3	6.3	6.9	6.3	6.4	10.0	15.4
Rb	73.5	72	65	87	80	82	51	74
Sr	872	578	1150	237	649	192	451	191
Y	14.1	13.3	13.1	15.8	14.0	17.2	8.9	11.3
Zr	85.8	70	65	78	72	85	56	90
Nb	7.7	6.9	6.8	8.6	7.8	8.9	5.8	10.3
Cs	4.0	4.2	3.9	4.9	4.5	5.6	3.8	6.1
Ba	386	476	444	508	514	641	3506	396
La	20.4	20.4	18.7	27.2	19.3	25.5	18.9	19.8
Ce	40.54	40.2	36.5	51.5	38.3	49.8	28.6	36.9
Pr	4.63	4.44	4.23	5.60	4.72	5.67	3.01	4.19
Nd	17.5	17.3	16.2	21.1	17.6	21.8	11.3	15.7
Sm	3.32	3.24	3.08	3.81	3.31	4.07	2.07	2.87
Eu	0.71	0.56	0.53	0.70	0.59	0.72	0.11	0.51
Gd	2.88	2.66	2.50	3.32	2.69	3.40	1.71	2.31
Tb	0.44	0.40	0.38	0.46	0.41	0.48	0.21	0.33
Dy	2.61	2.40	2.38	2.82	2.45	3.00	1.32	2.08
Ho	0.52	0.47	0.46	0.57	0.51	0.57	0.27	0.42
Er	1.38	1.41	1.36	1.60	1.51	1.66	0.80	1.25
Yb	1.39	1.27	1.29	1.58	1.35	1.50	0.75	1.28
Lu	0.22	0.21	0.20	0.24	0.20	0.24	0.13	0.21
Hf	2.35	1.97	1.76	2.32	1.85	2.32	1.68	2.72
Ta	0.58	0.55	0.50	0.60	0.58	0.63	0.47	0.74
Pb	17.6	14.9	13.8	18.2	16.6	18.7	19.3	22.0
Th	6.57	6.13	5.96	6.88	6.77	7.61	6.00	8.56
U	1.93	1.43	2.15	4.79	2.27	1.75	3.64	1.63

Микроэлементы

В пелоидах центральной колонки содержания микроэлементов с глубиной изменяются сходным образом. Среди них заметно выделяется поведение Sr и U (рис. 5). При этом они зависят от содержания серы, особенно в верхней части, примерно до 70 см глубины. В целом, значимую обратную корреляцию с содержанием $S_{\text{общ}}$ в грязях центра озера имеют содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 ,

FeO , CO_2 и большинства микроэлементов (Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, Th) (рис. 6). Для них коэффициент корреляции с серой изменяется от -0.74 (Zr, Ta) до -0.89 (SiO_2). В пелоидах краевых колонок значимых корреляций содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов с содержанием $S_{\text{общ}}$ нет. В них $S_{\text{общ}}$ изменяется с глубиной отбора проб, при ее увеличении в первой и второй колонках $S_{\text{общ}}$ повышается, а в третьей – понижается (рис. 3, табл. 2).

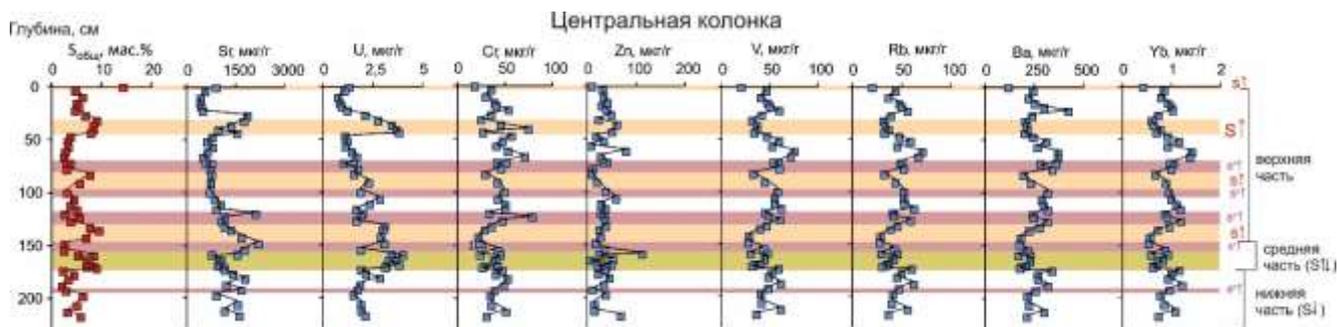


Рис. 5. Вариации содержания $S_{\text{общ}}$ и микроэлементов в пелоидах из центральной колонки оз. Нуху-Нур в зависимости от глубины отбора проб.

Fig. 5. Variations in S_{tot} and trace elements contents in peloids from the central column of Lake Nuhu Nur versus depths of sampling.

В пелоидах центральной колонки Sr в интервалах глубины 26–46, 145–158 и 191–196 см и U в интервалах 26–46, 130–145 и 158–173 см имеют существенно повышенные содержания. Интервалы 26–46 и 130–145 см – с высоким содержанием серы (до 9.7 мас. %). В интервалах 130–145 и 158–173 см вместе с содержанием U повышается значение Fe_2O_3/FeO . В интервалах 46–82 и 120–130 см с повышенными долями сульфидной серы (S^{2-}) и CO_2 повышается содержание Sr.

Пелоиды верхней части колонки 3 по содержанию серы, кальция и микроэлементов близки пелоидам центральной части озера с содержанием $S_{общ} < 5.5$ мас. %. При этом в пелоидах краевых колонок озера содержание серы не превышает 3 мас. %. Максимальному CaO в слое средней части краевой колонки 2 соответствуют максимумы Sr и Ba (табл. 2).

Редкоземельные спектры пелоидов центра оз. Нуху-Нур имеют сходную форму и характеризуются слабыми отрицательными Eu аномалиями. Содержания РЗЭ в высокосернистых разновидностях ($S_{общ} > 5.5$ мас. %) и в карбонатных включениях понижены. Подобное снижение содержаний РЗЭ без изменения формы спектра в целом характерно для карбонатных и органогенных озерных донных отложений (Страховенко и др., 2010).

По спектрам РЗЭ высококальциевые пелоиды краевых колонок подобны пелоидам центральной колонки озера ($S_{общ} < 5.5$ мас. %) (рис. 6). Обр. 73к низкокальциевого пелоида из колонки 3 отличается повышенным значением La/Yb и более выраженной отрицательной Eu аномалией.

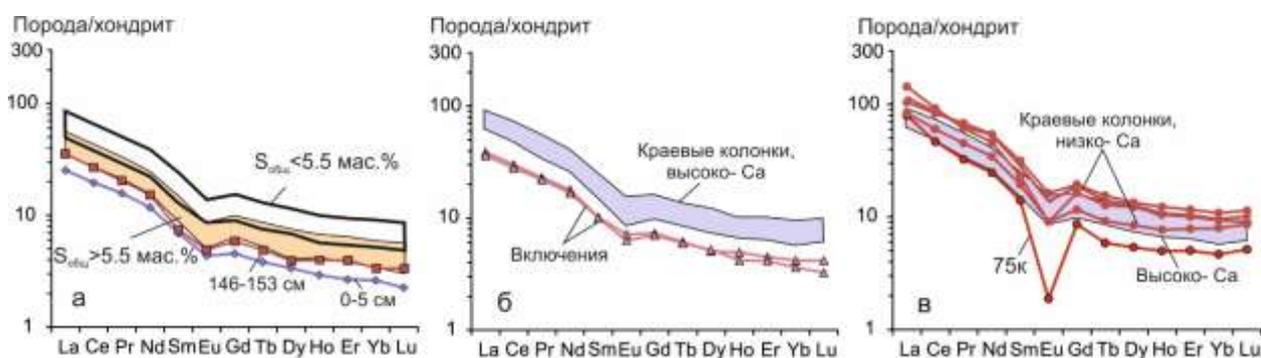


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов пелоидов оз. Нуху-Нур: *а* – центральная колонка, *б* – краевые колонки, высококальциевые составы, *в* – низкокальциевые пелоиды. Нормирование к хондриту (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 6. Spectra of rare earth elements of peloids of Lake Nuhu-Nur: *a* – central column, *б* – near-coastal columns, high-calcic compositions, *в* – low-calcic ones. Normalizing is to chondrite (McDonough, Sun, 1995).

Минеральный состав пелоидов по данным рентгенофазового анализа

По соотношению минеральных фаз пелоиды озера разделяются на три типа: I – прибрежно-центральный, II – центральный, сульфатный и III – центральный, сульфидный (табл. 3).

Первый тип дифракционной картины (рис. 7,а) характерен для большинства лечебных грязей оз. Нуху-Нур с содержанием серы $S_{общ} < 5.8$ мас. %. В верхней части тенардит и гексагидрит в примерно равных долях (в целом до 30 ± 5 %), а также кальцит и кварц, ниже в варьирующих, но примерно сопоставимых долях присутствуют кварц, арагонит,

кальцит, гипс или гексагидрит, иногда полевой шпат (альбит). Глинистые минералы в основном те же, что и в пелоидах первого типа, но доля их выше (от 10 до 30 %). Присутствует рентгеноаморфная фаза.

Из глинистых минералов рентгенофазовым анализом определяются в верхней части центральной колонки (до ~70 см) преимущественно каолинит, ниже по всей центральной колонке и в краевых колонках преобладают гидрослюды (монтмориллонит и иллит), реже определяется каолинит, еще реже – смектит, что соответствует выветриванию полевых шпатов во влажной (низкотемпературной?) среде. Все глинистые минералы структурно несовершенны.

Дифракционная картина второго типа (рис. 7,б,в) соответствует пелоидам из центральной колонки с высоким содержанием серы ($S_{\text{общ}}$ от 5.8 до 14.5 мас. %), представленной преимущественно сульфатами (70 % и более). В самой верхней части колонки – те-нардит (по межплоскостным расстояниям близок также и астраханит) – 50 ± 5 %, гипс (30 ± 5 %), ниже – преобладает гипс (70–90 %), в интервале 140–147 см добавляется гексагидрит (~20 %). Другие минералы – кварц, кальцит, в некоторых образцах – арагонит (по 5–10 %). Глинистые минералы (менее 15 %) – в верхней части (выше 45 см) каолинит

и, в очень малых количествах, минералы группы гидрослюдов (монтмориллонит, иллит), ниже – в основном монтмориллонит, реже каолинит и смектит.

В образцах с дифракционной картиной третьего типа (рис. 7,г) определены повышенные содержания сульфидной серы и CO_2 ($S_{\text{общ}} < 5.8$ мас. %). Основные минералы карбонатные – кальцит либо арагонит (до 60 %). Кроме них в пробах содержатся глинистые минералы и кварц (по ~20 %), сульфаты – не более 10 %. Среди глинистых минералов преобладает иллит.

Т а б л и ц а 3

Результаты рентгенофазового анализа пелоидов оз. Нуху-Нур (минералы в %)

Table 3

Results of X-ray phase analysis of peloids from Lake Nuhu Nur (minerals in %)

Глубина, см	Гипс	Те-нардит	Гекса-гидрит	Каль-цит	Ара-гонит	Кварц	Поле-вой шпат	Глини-стые минералы	Суль-фаты/ карбо-наты	Тип
Номер образца	Центральная колонка									
0–2	30	50	–	5	–	10	–	5	80/5	II
18–21	–	30	30	20	–	10	–	10	60/20	I
35–40	90	–	–	5	–	5	–	–	90/5	II
43–46	80	–	10	–	–	5	–	–	90/–	II
60–65	–	–	25	15	–	20	20	15	25/15	I
76–82	–	–	–	60	–	20	–	15	–/60	III
105–110	35	–	–	15	15	20	–	15	35/30	I
115–119	20	–	–	–	35	20	–	20	20/35	I
120–122	30	–	–	10	20	10	3	15	30/30	I
140–147	50	–	20	10	–	10	сл.	<10	70/10	II
147–153	10	–	–	15	40	15	–	20	10/55	III
158–162	>95	–	–	–	–	<5	–	сл.	95/–	II
187–191	15	–	–	10	20	25	–	20	15/30	I
211–216	70	–	–	5	5	5	–	15	70/10	II
	Колонка 3									
30s	30	–	–	15	20	20	–	15	30/35	I
35ch	45	–	–	–	–	20	–	30	45/–	I
78b	15	–	–	–	–	30	–	50	15/–	I

Примечание: прочерк – не обнаружено, сл. – следы.

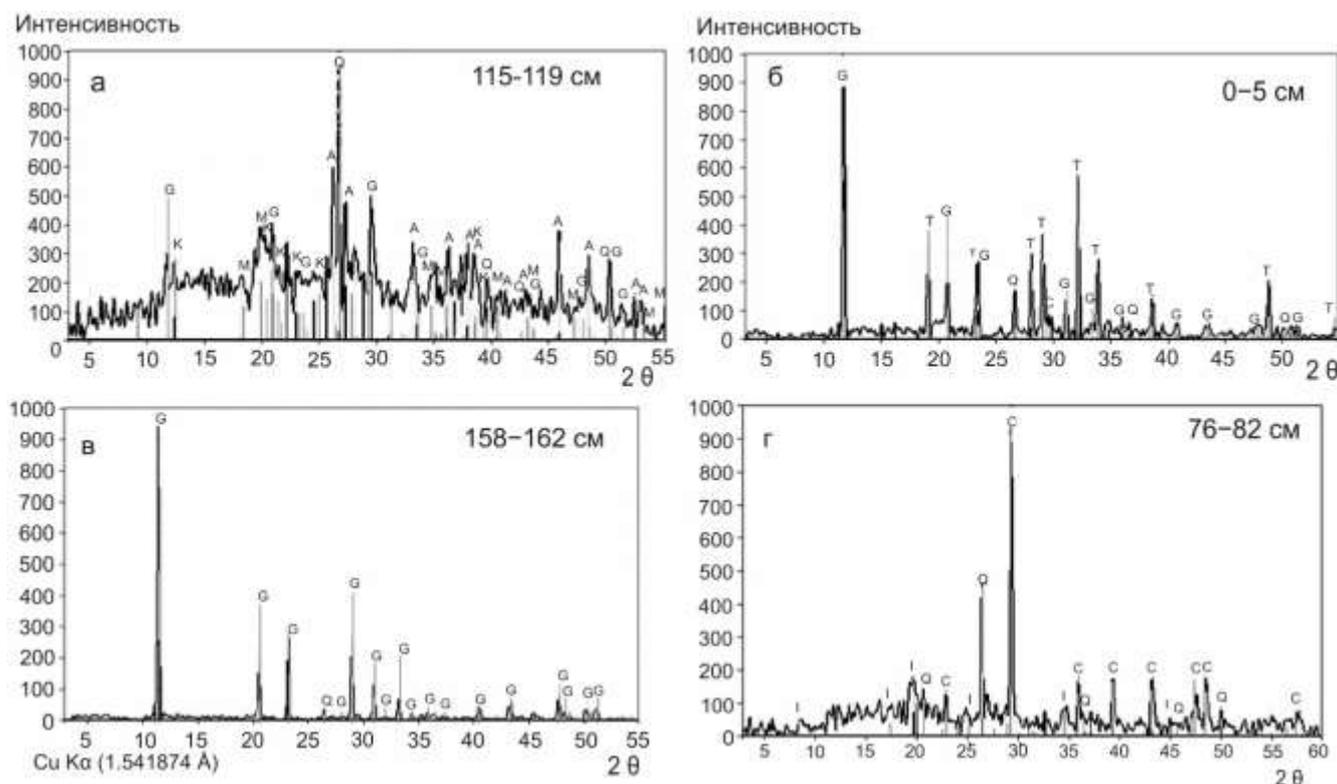


Рис. 7. Примеры спектров рентгенофазового анализа разных типов пелоидов центральной колонки оз. Нуху-Нур, полученные с помощью программы поиска фаз *Diffra^{plus}*, PDF-2, версия 2007 г. G – гипс, T – тенардит, Q – кварц, C – кальцит, A – арагонит, M – монтмориллонит, K – каолинит, I – иллит.

Fig. 7. Examples of X-ray phase analysis spectra of different types of peloids from the central column of Lake Nuhu Nur obtained using the phase search program *Diffra^{plus}*, PDF-2, version 2007. G – gypsum, T – tenardite, Q – quartz, C – calcite, A – aragonite, M – montmorillonite, K – kaolinite, I – illite.

Обсуждение результатов

Корреляционный анализ общей серы, петрогенных оксидов и микроэлементов

Пелоиды оз. Нуху-Нур имеют высокосернистый состав. В осадках центральной части озера с общей серой положительно коррелируются H_2O^- (сорбированная влага), U, Na_2O , CaO, Sr и Zn. Другие компоненты пелоидов (в том числе кристаллизационная вода H_2O^+ , входящая в глинистые минералы) показывают отрицательную корреляцию с общей серой (рис. 8). В пелоидах окраинных колонок значимых корреляций содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов с содержанием $S_{\text{общ}}$ не выявлено (рис. 4, табл. 2).

По данным рентгенофазового анализа в центре озера, в отличие от его окраинных

частей, имеются слои пелоидов с высоким содержанием гипса. Высокие коэффициенты корреляции содержаний некоторых петрогенных оксидов и большинства микроэлементов с серой в пелоидах центра озера, по-видимому, связаны с наличием таких слоев.

Крупные минеральные частицы, в том числе, частицы гипса, являются нежелательным компонентом в составе лечебных грязей, ухудшающим их пластичность. Засоренность крупными кристаллами может вызывать ожоги (Критерии оценки..., 1987). С этой точки зрения пелоиды центра озера Нуху-Нур вследствие наличия слоев с высоким содержанием гипса менее подходят для применения в лечебных целях, чем пелоиды прибрежных частей.

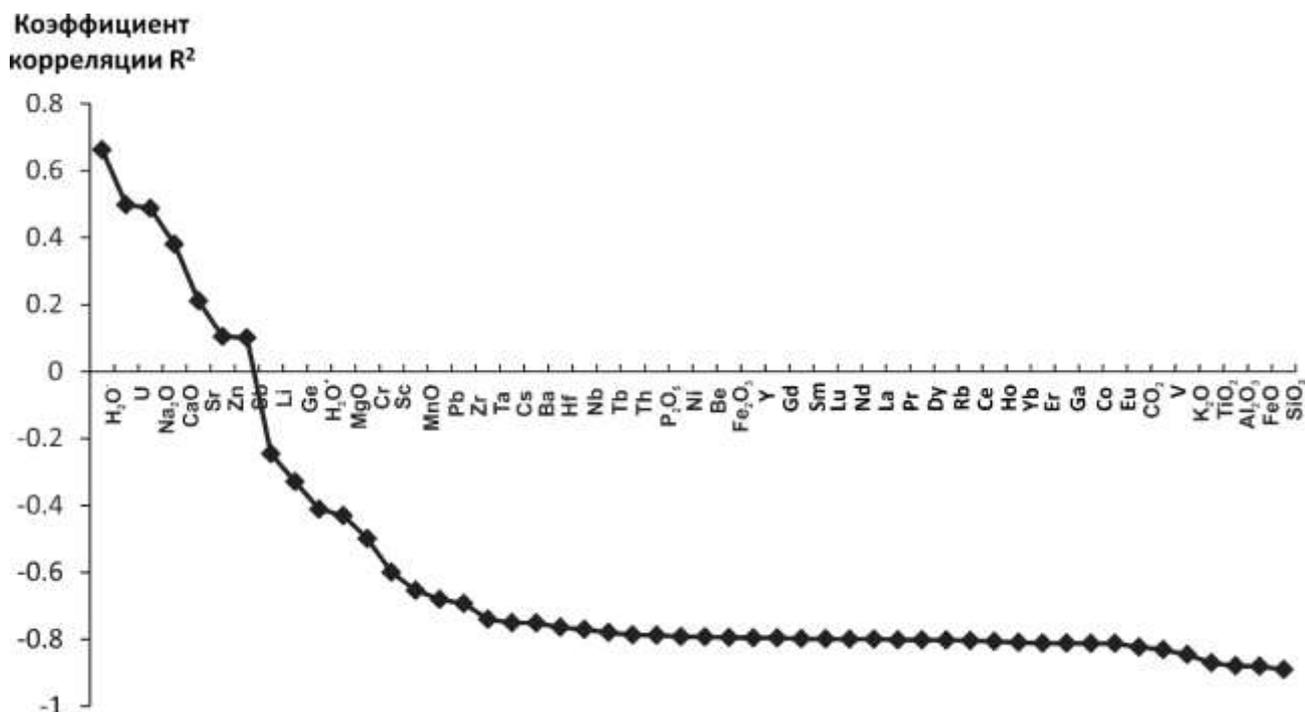


Рис. 8. Коэффициенты корреляции содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов с содержанием общей серы в пелоидах центральной части оз. Нуху-Нур.

Fig. 8. Correlation coefficients of major oxides and trace elements with content of total sulfur in peloids from the central part of Lake Nuhu-Nur.

Факторный анализ пелоидов

Для всех пелоидов оз. Нуху-Нур выполнен факторный анализ по содержаниям $S_{\text{общ}}$ и петрогенных оксидов и отдельно – микроэлементов. Выделены по два значимых главных компонента (фактора), доли которых в выборках составили 42 % и 21 % от общей изменчивости для серы и петрогенных оксидов, 70 % и 8 % – для микроэлементов.

В совокупности $S_{\text{общ}}$ и петрогенных оксидов (рис. 9,а) первый фактор (максимальная изменчивость) определяется совместным нахождением в пелоидах серы, кальция и натрия и противоположным поведением $S_{\text{общ}}$ по отношению к SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , и Fe_2O_3 . Во втором факторе (вес которого в два раза ниже, чем первого фактора) в группу с отрицательной корреляцией по отношению к сере объединяются CaO , MnO , FeO , CO_2 . Первый

фактор, по-видимому, отражает роль сульфатов в составе пелоидов (гипс, гексагидрит, тенардит), второй – роль карбонатов (кальцит, арагонит). Выделяются три тренда: первый характеризует высокосернистые грязи, содержащие гипс, второй – богатые кальцием карбонатные включения, третий – различия между высококальциевыми и низкокальциевыми составами.

В совокупности микроэлементов (рис. 9,г) первый фактор определяется группой РЗЭ, Y, Nb, Zr, Ta и Th (группа I), отрицательно коррелирующей с содержанием серы, в отличие от Sr и U (см. рис. 7). Вторым фактором обозначает разделение групп Be, Co, Ni, Sr, Ba, U (высокие значения, группа II) и Li, Sc, Ga, Eu (низкие значения, группа III). Этот фактор дает разделение пелоидов краевых колонок и центральной колонки. Тренд пелоидов краевых колонок отражает накопление Ba, Sr и U в карбонатах.

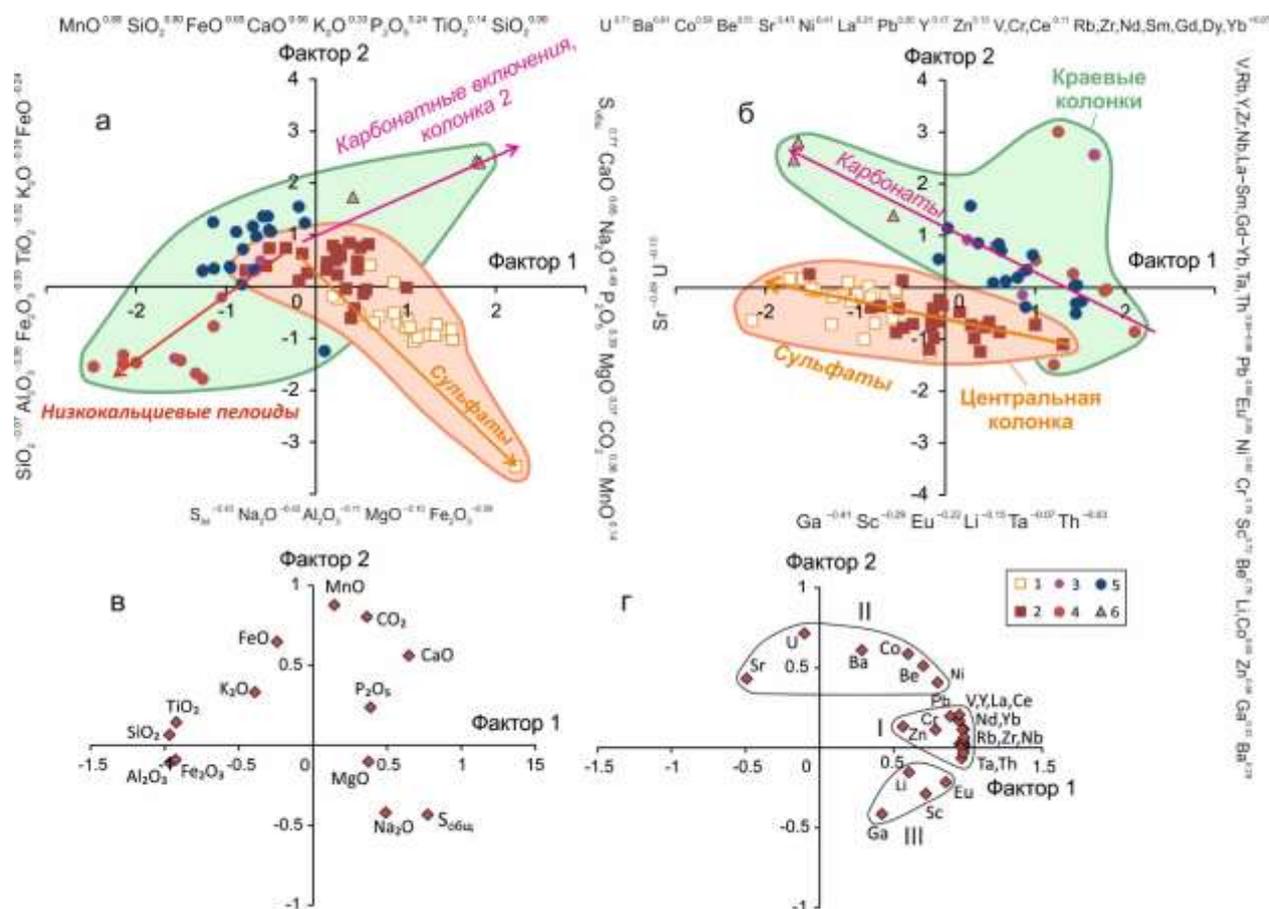


Рис. 9. Результаты факторного анализа пелоидов оз. Нуху-Нур по содержаниям $S_{\text{общ}}$ и петрогенных оксидов (а) и микроэлементов (б) с соответствующими факторными нагрузками (в, г). На осях диаграмм а, б значения факторных нагрузок показаны индексами над элементами. На диаграмме г римскими цифрами показаны группы микроэлементов (см. текст). 1–6 – пелоиды оз. Нуху-Нур: 1–2 – центральная колонка: 1 – $S_{\text{общ}} > 5.5$ мас. %, 2 – $S_{\text{общ}} < 5.5$ мас. %; 3–6 – крайние колонки: 3 – высококальциевые (колонка 3), 4 – низкокальциевые, 5 – колонки 1, 2 и 4; б – карбонатные включения.

Fig. 9. Results of factor analysis of peloids from Lake Nuhu-Nur for S_{total} and major oxide contents (a) and trace elements (b) with corresponding factor loads (в, г). On axes of diagrams a, б, values of factor loads are shown by indices above elements. 1–6 – peloids from Lake Nuhu Nur: 1–2 – central column: 1 – $S_{\text{total}} > 5.5$ wt.%, 2 – $S_{\text{total}} < 5.5$ wt.%; 3–6 – near-coastal columns: 3 – high-calcium (column 3), 4 – low-calcium, 5 – columns 1, 2, and 4; б – carbonate inclusions.

Сопоставление состава пелоидов оз. Нуху-Нур и пелоидов мира

Сравнительный анализ полученных данных ограничен месторождениями, для которых имеются качественные опубликованные материалы. По содержаниям оксидов натрия, калия и микроэлементов (Mn, Zr, Ba и др.) пелоиды оз. Нуху-Нур частично подобны иловым лечебным грязям месторождения Перуйба (Da Silva et al., 2015), на побережье Атлантического океана (юго-восток Бразилии), и лечебным грязям приморских районов Грузии, Турции и Испании. Высокие содержания

серы (преимущественно в сульфатной форме) характерны для пелоидов, связанных с деятельностью вулкана Копачуэ в Аргентине (Baschini et al., 2010). Пелоиды крайних колонок оз. Нуху-Нур (в том числе низкокальциевые породы) по содержаниям SiO_2 , CaO, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и другим показателям сопоставимы с лечебными грязями Удаляньчи Северо-Восточного Китая. Однако лечебные грязи этого месторождения не содержат серы. Оно находится на вулканическом поле Удаляньчи, активном в последние 2.5 млн лет с последними извержениями в 1720–1776 гг. (Rasskazov et al., 2016). Высокие содержания

серы в составе сульфидов имеют палеопелоиды Лесной Фермы, обнаруженные на восточном краю вулканического поля Удаляньчи (Рассказов и др., 2019). По минеральному составу пелоиды оз. Нуху-Нур имеют сходство с пелоидами некоторых озер Крыма, которые используются в качестве лечебных грязей (оз. Сасык, Саки, Кучук-Аджиголь, (Kotova et al., 2016)), отличаясь от большинства из них отсутствием хлоридов.

На факторных диаграммах выборки, включающей данные по содержанию серы и петрогенных оксидов в пелоидах озера Нуху-Нур, Удаляньчи, Перуибы, Копажуэ, а также представительные составы лечебных грязей из регионов Грузии, Испании, Турции и

Туниса, используются три главных компонента (фактора) (рис. 10). На первый приходится 42.2 % общей изменчивости выборки, на второй и третий – соответственно, 14.1 % и 12.2 %. Значение первого фактора определяется содержанием $S_{общ}$ вместе с CaO , MgO и Na_2O и отрицательной корреляцией $S_{общ}$ с содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . Как и в расчетах для пелоидов оз. Нуху-Нур, первый фактор характеризует вхождение сульфатов. Второй фактор отражает разграничение между низкокальциевыми и высококальциевыми высокосернистыми составами пелоидов. Третий фактор показывает различие в поведении MgO , Na_2O , K_2O и серы (рис. 10,б,г).

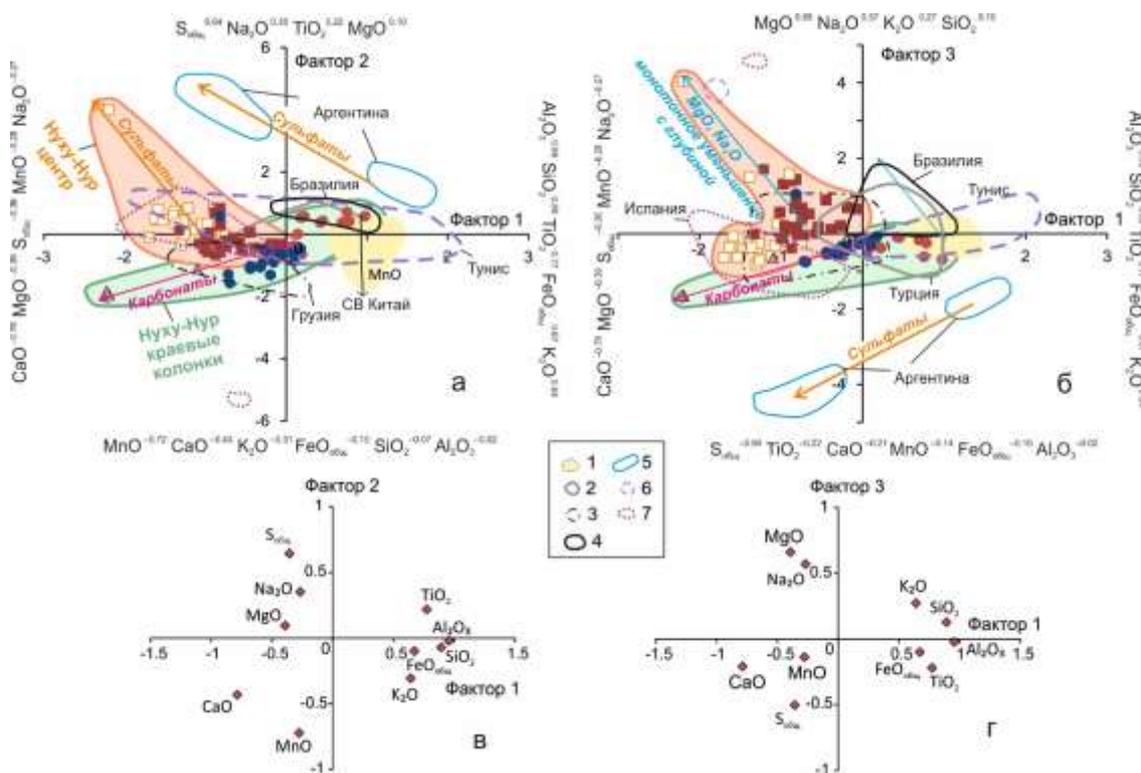


Рис. 10. Результаты факторного анализа (а, б) и факторные нагрузки (в, г) для пелоидов оз. Нуху-Нур и других районов мира. На осях диаграмм рис. а, б значения факторных нагрузок показаны индексами над элементами. Усл. обозн. см. рис. 9. Дополнительные обозначения: 1–7 – лечебные грязи различных районов мира (в скобках источники использованных данных): 1 – Северо-Восточный Китай (Rasskazov et al., 2017), 2 – Турция (Karakaya et al., 2010), 3 – Грузия (Бокучава, 2009), 4 – Бразилия (Da Silva et al., 2015), 5 – Аргентина (Baschini et al., 2010), 6 – Тунис (Khiari et al., 2014), 7 – Испания (Carretero et al., 2010).

Fig. 10. Results of factor analysis (a, б) and factor loads (в, г) for peloids from Lake Nuhu Nur and for those from other regions of the world. On axes of the diagrams in Figs a, б, values of factor loads are shown by indices above elements. Symbols are as in Fig. 9. Additional symbols: 1–7 – therapeutic mud of different parts of the world (sources of data used are shown in parentheses): 1 – Northeast China (Rasskazov et al., 2017), 2 – Turkey (Karakaya et al., 2010), 3 – Georgia (Bokuchava, 2009), 4 – Brazil (Da Silva et al., 2015), 5 – Argentina (Baschini et al., 2010), 6 – Tunisia (Khiari et al., 2014), 7 – Spain (Carretero et al., 2010).

Направления трендов составов высокосернистых пелоидов оз. Нуху-Нур и сульфатных грязей Копакхуэ, Аргентина ($S_{\text{общ}}$ 40–53 мас. %), практически совпадают. Понижение значений второго фактора в лечебных грязях Удаляньчи связано в основном с увеличением содержания MnO. Тренд с повышением значения третьего фактора характерен для пелоидов верхней части центральной колонки оз. Нуху-Нур со сравнительно невысоким содержанием серы ($S_{\text{общ}} < 5.5$ мас. %, кроме образца, отобранного с самой верхней части колонки) и повышенным содержанием натрия. На рис. 10,б подобный тренд отмечается и для лечебных грязей залива Перуиба. Низкокальциевые составы пелоидов оз. Нуху-Нур имеют сходство с составами лечебных грязей Турции и Северо-Восточного Китая.

Сапропелевые илы подобно другим осадкам образуются в результате вторичных изменений (выветривания) магматических и метаморфических горных пород, поэтому при сопоставлении пелоидов разных регионов мира учитываются литогеохимические показатели, такие как, например, гидролизатный модуль осадочных пород ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$) (Юдович, Кетрис, 2011). Пелоиды оз. Нуху-Нур попадают по этому показателю (от 0.39 до 0.51) в интервал значений платформенных глин ($ГМ = 0.30 - 0.55$). Значения нормированной щелочности ($НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$) в пелоидах центральной колонки оз. Нуху-Нур меняются в интервале от 0.42 до 1.43 и достигает максимума (6.12) в пелоиде верхних 2 см разреза (рис. 11,а).

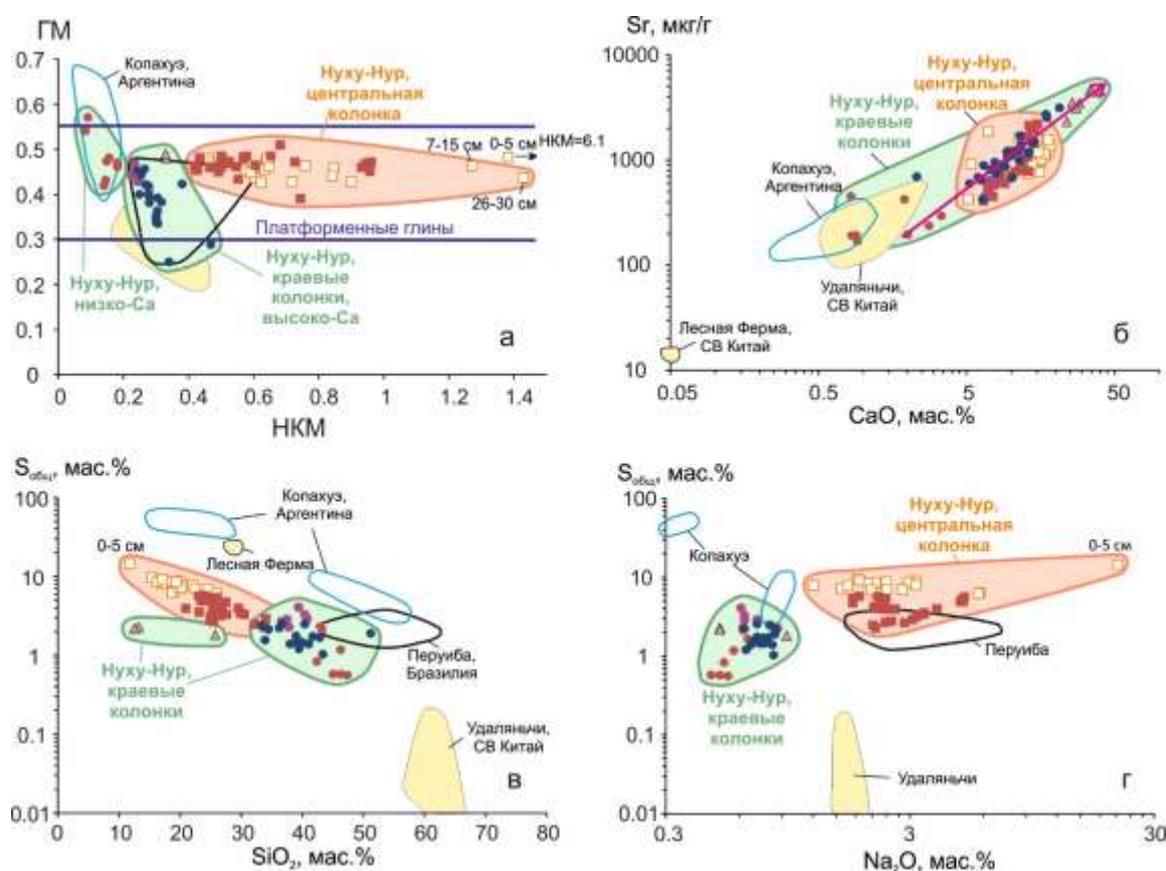


Рис. 11. Диаграммы ГМ – НКМ (а), Sr – CaO (б), $S_{\text{общ}}$ – SiO₂ (в), $S_{\text{общ}}$ – Na₂O (г) в пелоидах оз. Нуху-Нур и других районов мира. $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ – гидролизатный модуль, $НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ – нормированная щелочность. На диаграмме а высокие значения ГМ (>0.55) обозначают размыв гумидных кор выветривания, промежуточные значения ($30 < ГМ < 0.55$) – платформенные глины (Юдович, Кетрис, 2011). На рис. б стрелкой показано изменение составов пелоидов краевых колонок от низкокальциевых отложений до карбонатных включений с линейной зависимостью CaO от Sr. Усл. обозн. см. рис. 9, 10. Для сопоставления использованы данные (Baschini et al., 2010; Da Silva et al., 2015; Rasskazov et al., 2017; Рассказов и др., 2019).

Fig. 11. Diagrams of GM – NKM (*a*), Sr – CaO (*b*), $S_{tot} - SiO_2$ (*c*), $S_{tot} - Na_2O$ (*d*) in peloids from Lake Nuhu Nur and other regions of the world. GM = $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ – hydrolysate module, NCM = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ – normalized alkalinity. In diagram *a*, high values of GM (>0.55) indicate the erosion of humid weathering crusts, intermediate values ($30 < GM < 0.55$) – platform clays (Yudovich, Ketris, 2011). In panel *b*, arrow shows change in compositions of peloids from near-coastal columns from low-calci-nate deposits to carbonate inclusions with a linear correlation between CaO and Sr. Symbols are as in Figs 9 and 10. Data used for comparison are from (Baschini et al., 2010; Da Silva et al., 2015; Rasskazov et al., 2017, 2019).

В пелоидах краевых колонок оз. Нуху-Нур значения ГМ (0.26–0.48) почти перекрывают интервал этого показателя пелоидов центральной колонки, при интервале сравнительно низких значений НКМ (0.22–0.47). Значения НКМ для пелоидов центральной части озера контролируются вхождением сульфатов, для пелоидов краевых частей озера такая зависимость не очевидна.

Высокие значения ГМ (0.41–0.57) и низкие значения НКМ (0.08–0.18) дают низкокальциевые пелоиды краевой колонки 3. На рис. 11, *a* эти составы перекрываются с составами пелоидов Копахуэ.

Основная часть пелоидов оз. Нуху-Нур имеет $S_{общ} < 5.5$ мас. %, в том числе, высококальциевые включения. Пелоиды характеризуются прямой и практически линейной корреляцией содержаний CaO и Sr (рис. 11, *b*). В низкокальциевых и высокосернистых пелоидах такая зависимость отсутствует. Корреляция содержаний CaO и Sr проявляется у части образцов пелоидов Удаляньчи и Копахуэ. В водных растворах с низкой и средней минерализацией поведение Sr аналогично поведению кальция, так как для обоих катионов характерна сравнительно низкая растворимость карбонатов и сульфатов. В природные воды Sr поступает из гипсово-ангидритовых пород, в которых присутствует целестин ($SrSO_4$) (Самарина, 1977).

В литологии часто используются также два других показателя: химический индекс выветривания $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ (chemical index of alteration, в молекулярных количествах (Nesbitt, Young, 1982)) и индекс зрелости осадков $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ (Cox et al., 1995). В пелоидах верхней и средней частей центральной колонки (глубина < 100 см) оз. Нуху-Нур повышение содержания общей серы сочетается с понижением CIA ($CIA < 64$) и повышением ICV

(> 1.8). Такие показатели характеризуют низкую степень зрелости осадков. В высококальциевых пелоидах краевых колонок CIA в целом выше, чем в образцах из центра озера (от 57 до 77). В низкокальциевых пелоидах третьей колонки с увеличением глубины отбора пробы CIA повышается от 61 до 84, а ICV в целом понижается от 0.89 до 0.48. Высокие значения CIA (Nesbitt, Young, 1982) хорошо подчеркивают преобладание глинистых минералов, образующихся при выветривании. В формуле для расчета этого показателя, в отличие от ICV, однако, используется CaO, входящий только в силикаты, но не в карбонаты. По данным рентгенофазового анализа содержание силикатов в пелоидах оз. Нуху-Нур низкое (в высококальциевых пелоидах менее 20 % и в низкокальциевых пелоидах ~30 %). Вхождение карбонатов вносит искажения в обычную интерпретацию значений CIA, они могут быть занижены.

В пелоидах оз. Нуху-Нур (особенно его центральной части) преобладает гипс. Два следующих по встречаемости минерала по данным PCA – это кварц и кальцит. Гипс образуется преимущественно в мелководных условиях засушливого климата. Его наличие – показатель повышенной солености среды при осадконакоплении. Кварц и кальцит, как и гипс, могут встречаться в глинах соленых толщ, в осадках небольших бессточных слабоминерализованных озер районов с аридным климатом (Викулова и др., 1973).

Для определения источников размыва пород основного и кислого состава используется диаграмма Th/Co – La/Sc (Cullers, 2002). На этой диаграмме практически все фигуративные точки лечебных грязей (кроме включений) лежат в области выветривания пород кислого состава (рис. 12, *a*). Низкокальциевые пелоиды имеют повышенные значения Th/Co. В сульфидных глинистых отложениях Лесной Фермы (СВ Китай) Th/Co слегка

повышается, а в карбонатных включениях – понижается вместе со значениями La/Sc, для сульфидных глин характерны резко выраженные отрицательные Eu-аномалии (Rasskazov et al., 2017). Значения La/Yb в сернистых глинах оз. Нуху-Нур и Копажуэ в

целом невысокие, за исключением двух низкокальциевых образцов с наиболее заметными отрицательными Eu аномалиями (рис. 6, в, 12, б). В пелоидах Удаляньчи значения La/Yb немного повышены.

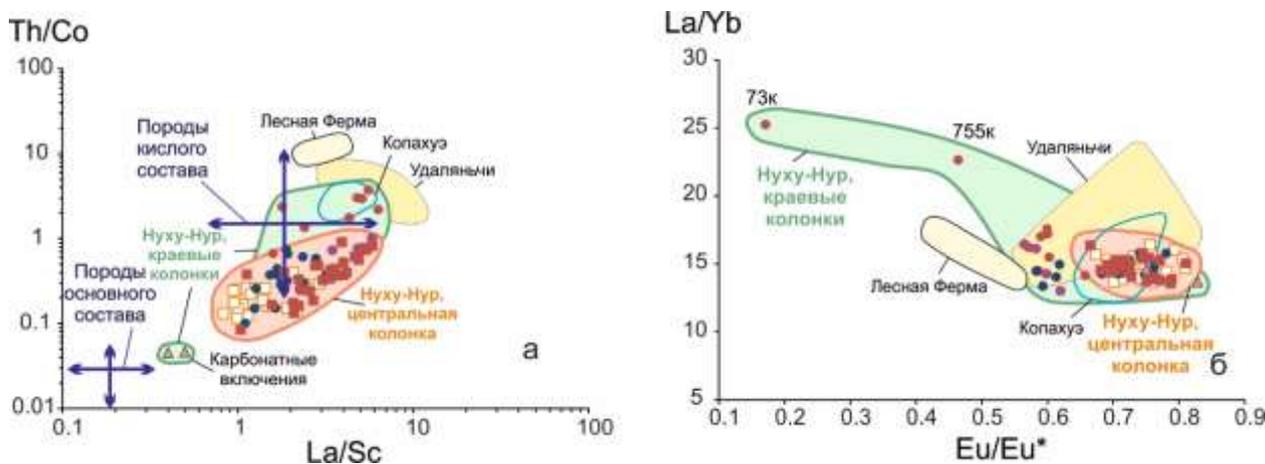


Рис. 12. Диаграммы Th/Co – La/Sc (а) и La/Yb – Eu/Eu* (б) для составов пелоидов оз. Нуху-Нур (Россия, Сибирская платформа), низкосернистых лечебных грязей курорта Удаляньчи, высокосернистых сульфидных глин района Лесная Ферма (Северо-Восточный Китай) и лечебных грязей Копажуэ (Аргентина). Усл. обозн. см. рис. 9, 10. Для сопоставления использованы данные (Baschini et al., 2010; Rasskazov et al., 2017; Рассказов и др., 2019). На диаграмме а стрелками показаны области, соответствующие выветриванию пород кислого и основного состава (Cullers, 2002). $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{Sm_n \times Gd_n}$ (Taylor, McLennan, 1985).

Fig. 12. Diagrams Th/Co – La/Sc (a) and La/Yb – Eu/Eu* (b) for peloids from Lake Nuhu Nur (Russia, Siberian platform), low-sulfur therapeutic mud from the Wudalianchi resort, high-sulfur sulfide clays of the Forest Farm area (Northeast China), and therapeutic mud from Kopahue (Argentina). Symbols are as in Figs 9 and 10. Data used for comparison are from (Baschini et al., 2010; Rasskazov et al., 2017, 2019). Diagram a shows areas corresponding to weathering of rocks of silicic and basic compositions (Cullers, 2002). $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{Sm_n \times Gd_n}$ (Taylor, McLennan, 1985).

Заключение

Пелоиды оз. Нуху-Нур характеризуются высоким содержанием общей серы, входящей в них преимущественно в сульфатной форме. С содержаниями серы коррелируются содержания H_2O^- (сорбированная влага), U, Na_2O , CaO, Sr и Zn. Другие компоненты пелоидов имеют отрицательную корреляцию с серой. Вместе с тем в пелоидах центральной и краевых колонках озера выявляются нарушения корреляций $S_{общ}$ с CaO, Sr, U и различия в поведении Na_2O , K_2O , $FeO_{общ}$ и вариации отношения Fe_2O_3/FeO .

По вариациям $S_{общ}$, петрогенных оксидов и микроэлементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $FeO_{общ}$, K_2O , Cr, Sr, PЗЭ, U, отношение CaO/CO_2), а

также минеральных фаз в пелоидах намечается слоистость. В центре оз. Нуху-Нур чередуются слои с высоким и пониженным содержанием общей и сульфидной серы, на краях озера – слои с высоким и низким содержанием кальция. По литогеохимическим показателям (ГМ, НМК) пелоиды оз. Нуху-Нур сопоставляются с глинистыми осадочными породами, образующимися в условиях холодного аридного климата при выветривании пород кислого состава.

Выполненные сопоставления свидетельствуют о том, что как лечебные высокосернистые сапропелевые илы, пелоиды оз. Нуху-Нур по химическому составу и микроэлементам обнаруживают общее сходство с лечебными грязями Удаляньчи, Северо-

Восточного Китая и, в меньшей степени, с глинами приморских районов Бразилии, Грузии и Испании (по высокому содержанию Na_2O и низкому – SiO_2). Установлено наибольшее сходство нухунурских пелоидов с высокосернистыми пелоидами Копахуэ, Аргентина.

Благодарности

Изучение лечебных грязей оз. Нуху-Нур проводилось в рамках работ Китайско-Российского исследовательского центра Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде. Измерения содержаний микроэлементов проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН и масс-спектрометре с высоким разрешением Element II ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (А.П. Чебыкин и В.И. Ложкин). Петрогенные оксиды анализировались М.М. Самойленко, Е.Г. Колтуновой, Г.В. Бондаревой, Н.Ю. Царевой. В работе использовалось также оборудование для силикатного анализа и рентгеновский дифрактометр ДРОН ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Литература

Бокучава Н. Лечебные грязи Грузии. Тбилиси: Издательский дом «Технический университет», 2009. 157 с.

Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В., Тихомирова Н.Я., Осипова А.И., Феофилова А.П., Кулакова Г.В., Земова Н.Н. Фациальные типы глинистых пород и их первичные литологические особенности. Л. Недра, 1973. 288 с.

Гаськова О.Л., Солотчина Э.П., Склярова О.А. Реконструкция эволюции состава растворов по данным осадочной летописи соленых озер Приольхонья // Геология и геофизика 2011. Т. 52, № 5. С. 704–711.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: Книжный дом «Университет», 2001. 256 с.

Крутикова А.И., Кауров В.Ф. Минеральные воды северо-восточной части Кудинской депрессии // Минеральные воды Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 89–95.

Критерии оценки качества лечебных грязей при их разведке, использовании и охране. Методические указания: утверждено Минздравом СССР 11.03.1987 № 10-11/40. М.: Минздрав СССР, 1987. 24 с.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья // Геохимия. 2018. Т. 56, № 4. С. 363–382. doi: 10.7868/S0016752518030068

Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж., Бархутова Д.Д., Намсараев З.Б., Плюснин А.М. Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2007. 154 с.

Расказов С.В., Сие Ж., Сунь Й., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Образование пластичных глин в разрывах слоя палеопелоидов: вероятный механизм зарождения источника грязевого вулкана в бассейне Сунляо // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 149–151.

Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Издательство Ленинградского университета, 1977. 360 с.

Сизых Ю.И. Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов. Отчёт. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. 61 с.

Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 3. С. 303–328.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярова О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 5. С. 579–585. doi:10.7868/S0869565215110213

Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранского системы (Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 10. С. 1825–1841. doi:10.15372/GiG20151006

- Страховенко В.Д., Щербов Б.Л., Маликова И.Н., Восель Ю.С. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1501–1514.
- Ступникова Н.А., Мурадов С.В. Физико-химические и микробиологические исследования лечебной грязи месторождения Озеро Утиное Камчатской области // Вестник ДВО РАН. 2005, № 3. С. 76–82.
- Шпейзер Г.М., Яковлев Т.Н., Бехтерев Н.В. К гидрохимии минерального озера Нуха-Нур // Труды Иркутского государственного университета. Т. L, сер. химическая. Вып. 3, ч. II. Иркутск, 1970. С. 131–136.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th в стандартных образцах серии ДВ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Саранина Е.В., Сунь Й. Состав иловых лечебных грязей оз. Нуха-Нур (Баяндаевский район Иркутской области), сопоставление с популярными лечебными грязями мира // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Мат-лы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН. С. 260–262.
- Baschini M.T., Pettinari G.R., Valles J.M., Aguzzi C., Cerezo P., Lopez-Galindo A., Setti M., Viseras C. Suitability of natural sulphur-rich muds from Copahue (Argentina) for use as semisolid health care products // *Applied Clay Sci.* 2010. V. 49 (3). P. 205–212. doi:10.1016/j.clay.2010.05.008
- Carretero M.I., Pozo M., Martin-Rubi J.A., Pozo E., Maraver F. Mobility of elements in interaction between artificial sweat and peloids used in Spanish spas // *Applied Clay Sci.* 2010. V. 48. P. 506–515. doi:10.1016/j.clay.2010.02.016
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2919–2940. doi:10.1016/0016-7037(95)00185-9
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191 (4). P. 305–327. doi:10.1016/S0009-2541(02)00133-X
- Da Silva P.S.C., Torricilha J.K., de Macedo Gouvea P.F., Maduar M.F., de Oliveira S.M.B., Scapin M.A. Chemical and radiological characterization of Peruibe Black Mud // *Applied Clay Sci.* 2015. V. 118. P. 221–230. doi:10.1016/j.clay.2015.09.016
- Goldhaber M.B. Sulfur-rich sediments. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks // *Treatise on Geochemistry.* Elsevier, 2005. V. 7. P. 257–288.
- Karakaya M.C., Karakaya N., Sarioglan S., Koral M. Some properties of thermal mud of some spas in Turkey // *Applied Clay Sci.* 2010. V. 48, P. 531–537. doi:10.1016/j.clay.2010.02.005
- Khiari I., Mefteh S., Sanchez-Espejo R., Cerezo P., Aguzzi C., Lopez-Calindo A., Jamoussi F., Iborra C.V. Study of traditional Tunisian medina clays used in therapeutic and cosmetic mud-packs // *Applied Clay Sci.* 2014. V. 101. P. 141–148. doi:10.1016/j.clay.2014.07.029
- Kotova I., Kayukova E., Kotov S. Peloids of Crimean salt lakes and the Dead Sea: controls on composition and formation // *Environ Earth Sci.* 2016. V. 75, 1207. doi:10.1007/s12665-016-5999-1
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Nesbitt H.W., Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature* 1982. V. 299. P. 715–717.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y., Yang Ch., Xie Zh., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fang Zh. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics* 2016. V. 7 (4). P. 555–592. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0223.
- Rasskazov S., Xie Z., Yasnygina T., Chuvashova I., Wang X., Arsentev K., Sun Y., Fang Z., Zeng Y. Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0285
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Scientific Publications, 1985. 312 p.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ty@crust.irk.ru.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
email: rassk@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
email: ercheb@yandex.ru.

Филева Татьяна Семеновна,

ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1а,
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
email: e_v_sar@mail.ru.

Сунь Йи-минь,

научный сотрудник,
Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, Харбин, Китай,
email: 894817259@qq.com.

Yasnygina Tatyana Aleksandrovna,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ty@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Laboratory, Head of Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: rassk@crust.irk.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,

*Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 3,
Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.ru.*

Fileva Tatyana Semenovna,
*Leading Engineer,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS.*

Saranina Elena Vladimirovna,
*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Engineer,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, Favorskogo str., 1a,
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,
email: e_v_sar@mail.ru.*

Sun Yi-min,
*Researcher,
Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China,
email: 894817259@qq.com.*

Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала

А. Аль Хамуд^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,3}, Т.А. Ясныгина³, А. Хассан^{1,3,4}

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Университет Альфурат, г. Дер-Аль-Зур, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴Университет Аль-Басс, г. Хомс, Сирия

Аннотация. Геохимические характеристики осадочных отложений олигоцена и миоцена в Хойготской палеодолине Витимского плоскогорья последовательно менялись во времени, что отразило смену источников обломочного материала в обстановке мигрирующего характера развития речной сети. Геохимические характеристики осадочных отложений эоцена–миоцена в восточной (Мишихинско-Клюевской) и западной (Осиновской) палеодолинах Танхойской тектонической ступени Южного Байкала были единообразными, что свидетельствует о длительном поступлении осадочного материала из общего источника. Состав осадочного материала палеодолин Танхойской ступени контролировался ограниченным водосбором. После раннеплиоценовой структурной перестройки геохимические характеристики осадочных отложений восточной части Танхойской тектонической ступени стали похожи на характеристики материала плиоцен-четвертичного аллювия долины Пра-Манзурки противоположного (северо-западного) побережья Байкала. Предполагается, что в качестве общего источника плиоцен-четвертичного осадочного материала служили юрские (Пра-Манзурка) и верхнеюрские-нижнемеловые (восточная часть Танхойской тектонической ступени) осадочные породы, дезинтегрированные и размытые на поднятиях хребтов Приморского и Хамар-Дабан.

Ключевые слова: Предбайкалье, Витимское плоскогорье, осадочные отложения, кайнозой, литохеохимия.

Comparative analysis of geochemical signatures for sources of Cenozoic sedimentary deposits laterally to South Baikal

A. Al Hamud^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,3}, I.S. Chuvashova^{1,3}, T.A. Yasnygina³, A. Hassan^{1,3,4}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Alfurat University, Der Al-Zor, Syria

³Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Al Bass University, Homs, Syria

Abstract. Geochemical signatures of Oligocene and Miocene sedimentary deposits from the Khoygot Paleovalley of Vitim Plateau changed successively over time that reflected change in sources of terrigenous material in the context of the migratory nature of the development of the river network. Geochemical signatures of Eocene-Miocene sedimentary deposits from the eastern (Mishikha-Klyuevka) and western (Osinovka) paleovalleys of the Tankhoy tectonic step of South Baikal were uniform that indicates long-term intake of sedimentary material from a common source. Composition of sedimentary material from paleovalleys of the Tankhoy step was controlled by a limited catchment. After the early Pliocene structural reorganization, geochemical signatures of sedimentary deposits from the eastern part of the Tankhoy tectonic step became similar to those of the Pliocene-Quaternary alluvium from the Proto-Manzurka valley of the opposite (north-western) coast of Lake Baikal. It is assumed that the common source of Pliocene-Quaternary sedimentary material was located in Jurassic

(Pra-Manzurka) and Upper Jurassic-Lower Cretaceous (eastern part of the Tankhoy tectonic step) sedimentary rocks, disintegrated and eroded on the uplifts of the Primorsky and Khamar-Daban ranges.

Keywords: *Cis-Baikal region, Vitim plateau, sedimentary deposits, cenozoic, lithochemochemistry.*

Введение

История формирования впадин оз. Байкал и сухоходльных впадин Байкальской рифтовой зоны слабо обоснована из-за фрагментарности имеющейся геологической информации. По представлениям Н.А. Логачева (1974, 2003), Байкальская рифтовая зона развивалась от Южно-Байкальской впадины к ее юго-западному и северо-восточному окончанию, начиная с палеоцена. Н.А. Логачев предполагал, что палеоценовые слои залегают ниже эоцен-олигоценовой части разреза, вскрытой в 1950-х гг. скважиной Степной Дворец в дельте р. Селенга на глубинах 2550–3100 м (Замараев, Самсонов, 1959). В береговых обнажениях и скважинах Южного Байкала палеоценовых отложений до сих пор не известно, хотя пограничные слои мела-палеогена распространены на обоих флангах Байкальской рифтовой зоны, в Селенгино-Витимском и Предбайкальском прогибах, в которых седиментация началась приблизительно в одно время – в кампане-маастрихте (Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Павлов и др., 1976; Рассказов и др., 2007).

В мелу и палеогене между прогибами, на месте современной Южно-Байкальской впадины, находилось поднятие, относительно которого прогибы изначально оформились как фланговые предгорные тектонические структуры (рис. 1).

В разрезах отложений Танхойской тектонической ступени южного берега Байкала (рис. 2) обнаружены и изучены осадочные слои широкого (эоцен–нижнеплиоценового) возрастного диапазона (Аль Хамуд и др., 2019, 2021). Здесь выделяются: мишихинская толща (эоценовые и верхнеолигоценые пачки), танхойская и аносовская свиты, а также перекрывающие четвертичные отложения. Эоценовый и олигоценый стратон

мишихинской толщи Танхойской тектонической ступени коррелируются с иренгинской и кулариктинской свитами Селенгино-Витимского прогиба. Основные стратон Южно-Байкальской впадины миоцена-нижнего плиоцена и верхнего плиоцена-эоплейстоцена (соответственно, танхойская и аносовская свиты) коррелируются в Селенгино-Витимском прогибе с джилиндинской свитой, хойготской и береинской толщами (Рассказов и др., 2007).

В нижней части осадочного комплекса Танхойской тектонической ступени (в мишихинской толще) определены продукты размыва пород мел-палеогенового поднятия Южного Байкала, а в верхней части – продукты размыва пород хамардабанского плеча Южно-Байкальского рифта. Мишихинская толща представляет собой стратон Селенгино-Витимского предгорного прогиба Южно-Байкальского мел-палеогенового палеохребта, танхойская и аносовская свиты – стратон неоген-четвертичных впадин байкальского типа. Верхнеолигоценые «синие глины» являются позднеолигоценым продуктом размыва поднятых и экспонированных на земной поверхности милонитов шовной зоны Сибирского кратона, материал танхойской и аносовской свит – продуктом размыва более позднего поднятия хр. Хамар-Дабан. Смена характера седиментации в Западном Забайкалье и на Танхойской тектонической ступени в конце олигоцена и раннем миоцене отражает перестройку в неотектонической эволюции Внутренней Азии – переход от формирования мел-палеогеновых структур Южно-Байкальского палеохребта и предгорных Селенгино-Витимского и Предбайкальского прогибов к формированию неоген-четвертичных структур Байкальской рифтовой системы (Аль Хамуд и др., 2019, 2021).

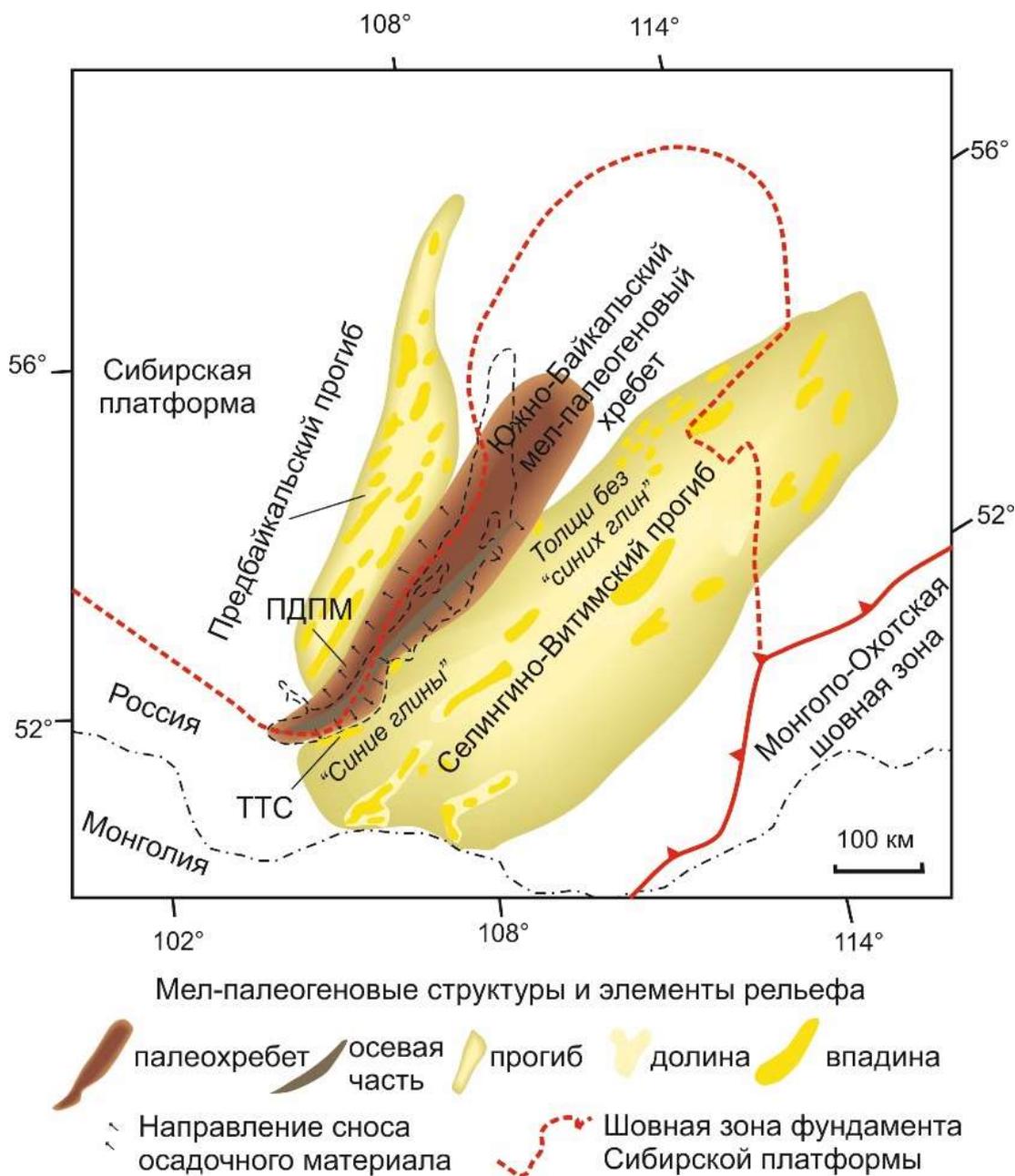


Рис. 1. Схема реконструкции основных морфоструктур мел-палеогенового рельефа на юге Восточной Сибири (Рассказов, Чувашова, 2018). Для ориентировки черной штриховой линией показан контур современного оз. Байкал. Районы исследований: Селенгино-Витимский прогиб и фланги Южно-Байкальской впадины (ТТС – Танхойская тектоническая ступень, ПДПМ – палеодолина Пра-Манзурка).

Fig. 1. Scheme of reconstruction of the main morphostructures of the Cretaceous-Paleogene relief in the south of Eastern Siberia (Rasskazov, Chuvashova, 2018). For orientation, the outline of the modern Lake Baikal is shown with a black bar line. Research areas: Selenga-Vitim foredeep and flanks of the South Baikal Basin (TTC – Tankhoy tectonic step, ПДПМ – paleovalley of Pra-Manzurka).

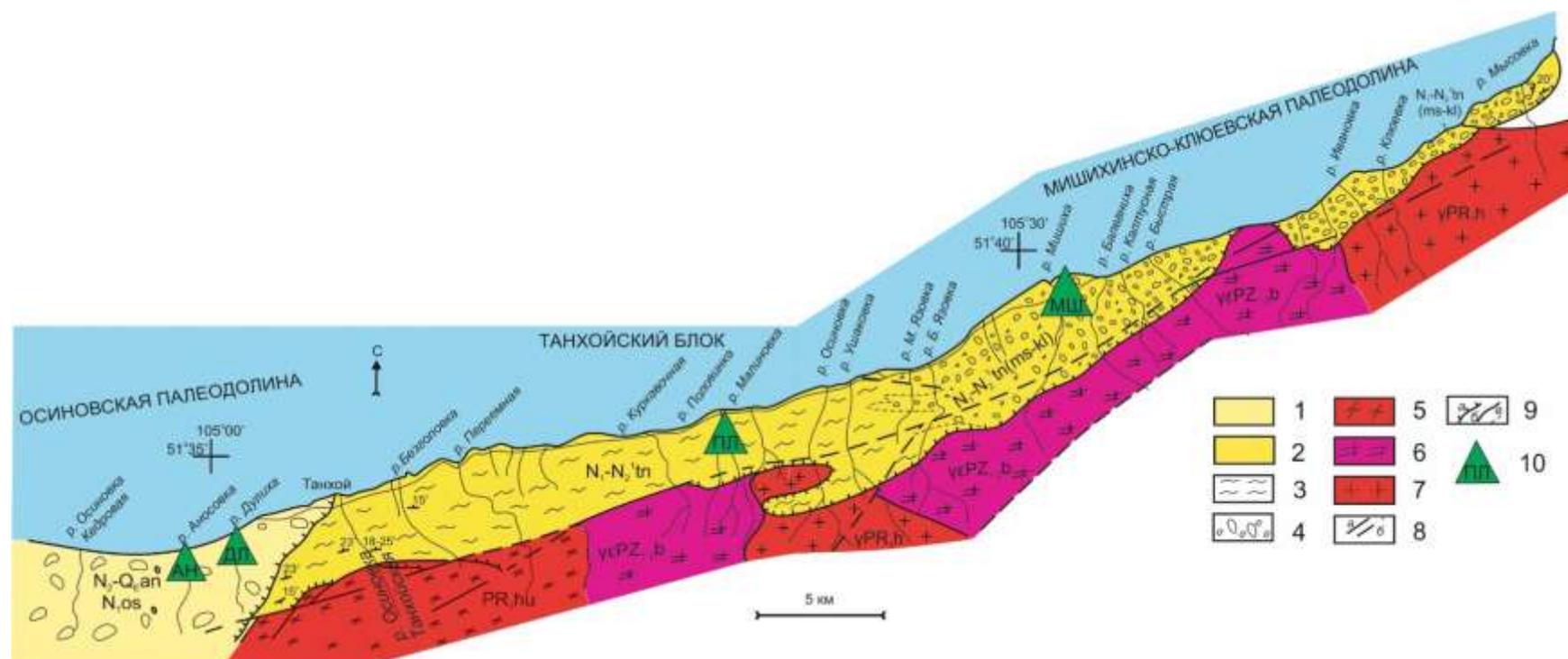


Рис. 2. Схема местоположения опорных разрезов осадочных отложений на Танхойской тектонической ступени южного побережья оз. Байкал. В качестве основы использована карта–схема (Рассказов и др., 2014). 1 – отложения осиновской и аносовской свит (N_{1os} и $N_{2-Q\text{Ean}}$); 2 – отложения танхойской свиты, два типа разрезов: танхойский (N_1-N_{2tn}) и мишихинско-клюевский ($N_1-N_{2tn}(ms-kl)$); 3 – аргиллиты, глины алевритовые; 4 – конгломераты, галечники; 5 – гнейсы и сланцы Хангарульской серии PR_{1hu} ; 6 – граниты, граносиениты, гранодиориты баргузинского комплекса $\gamma\epsilon PZ_{1-2b}$; 7 – граниты, граносиениты, гранодиориты γPR_{1h} ; 8 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – границы: а – несогласного залегания отложений, б – с нормальным стратиграфическим контактом, в – внутри стратона; 10 – опорные разрезы: МШ – Мишихинский, ПЛ – Половинкинский, ДЛ – Дулихинский, АН – Аносовский.

Fig. 2. Scheme of the location of the reference sections of sedimentary deposits on the Tankhoy tectonic step of the southern coast of Lake Baikal. As a basis, a map-scheme is used (Rasskazov et al., 2014). 1 – deposits of the Osinovka and Anosov suits (N_{1os} and $N_{2-Q\text{Ean}}$); 2 – deposits of the Tankhoy suit, two types of sections: Tankhoy (N_1-N_{2tn}) and Mishikha-Klyuevka ($N_1-N_{2tn}(ms-kl)$); 3 – mudstones, silt clays; 4 – conglomerates, pebbles; 5 – gneisses and shales of the Khangarul series PR_{1hu} ; 6 – granites, granosienites, granodiorites of the Barguzin complex $\gamma\epsilon PZ_{1-2b}$; 7 – granites, granosienites, granodiorites γPR_{1h} ; 8 – faults: а – reliable, б – assumed; 9 – boundaries: а – inconsistent occurrence of sediments, б – with normal stratigraphic contact, в – inside a straton; 10 – reference sections: MS – Mishikha, PL – Polovinka, DL – Dulikha, AN – Anosovka.

Нами обнаружены признаки сильных раннеплиоценовых деформаций отложений Мишихинско-Клюевской палеодолины и определены нижнеплиоценовые отложения в палеодолине Пра-Манзурка, что свидетельствует о переломном характере развития структуры Южно-Байкальской впадины в начале плиоцена. В это время начался сток из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурка, просуществовавший до поднятия Приморского хребта, произошедшего в конце эоплейстоцена–начале неоплейстоцена. Раннеплиоценовые события обозначили главный рубеж тектонической перестройки рельефа, которая привела к образованию современного глубокого Байкала.

Цель настоящей работы – сделать сравнительный анализ геохимических характеристик разновозрастных осадочных пород по латерали Южно-Байкальской впадины для оценки характера источников осадочного материала.

Методика аналитических исследований

Аналитические исследования химического состава пород проводилось в ИЗК СО РАН. Определения петрогенных оксидов в породах выполнялись методом «мокрой химии». Просушиванием пробы при температуре 105 °С удалялась гигроскопическая вода (H_2O) и прокаливанием при температуре 950 °С – другие летучие компоненты (ППП). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал.

Микроэлементный состав пород определялся методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП–МС) на приборе Agilent 7500ce. Методика охарактеризована в работе (Рассказов и др., 2012).

Результаты

С учетом смены толщ, формировавшихся до и после главной структурной перестройки Южно-Байкальской впадины, по ее латерали сопоставляются геохимические характеристики осадочных отложений эоцена-миоцена и плиоцена-квартера. Пограничные верхнемиоценовые-нижнеплиоценовые слои, сопровождавшие перестройку, сравниваются с предшествующими и последующими отложениями.

Эоцен-миоценовые отложения Танхойской тектонической ступени имеют

максимальные значения CIA (Chemical Index of Alteration (Nesbitt, Young, 1982)), при низком содержании SiO_2 в породах, обогащенных органическим материалом, и дают относительное снижение CIA с возрастанием SiO_2 , свидетельствующем об увеличении роли терригенных минералов (кварца, полевых шпатов). На высоко-Si окончании тренда находятся фигуративные точки миоценовых отложений южной расчистки Мишихинского разреза. На этот же тренд попадают фигуративные поля верхнемиоценовых и вышележащих плиоцен-четвертичных отложений Аносковского разреза, тогда как между фигуративными полями верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложений Аносковского разреза распределяются фигуративные точки четвертичных отложений перекрывающей толщи Мишихинского разреза (рис. 3а). Высокие значения CIA (80–90) соответствуют сильным вторичным изменениям угленосных олигоценовых и миоценовых отложений северной расчистки (в условиях климатического оптимума), а низкие значения CIA (50–70) – слабым вторичным изменениям олигоценовых отложений южной расчистки и плиоцен-четвертичного осадочного материала (в условиях климатического пессимума).

Подобный тренд снижения CIA с возрастанием SiO_2 имеют олигоцен-миоценовые отложения Витимского плоскогорья. На высоко-Si окончании витимского тренда находятся фигуративные точки олигоценовых отложений. Фигуративное поле отложений верхнего миоцена-плиоцена смещено относительно фигуративного поля олигоценовых отложений с понижением CIA и SiO_2 . По низким значениям CIA определяются слабые вторичные изменения олигоценового и верхнемиоценового-плиоценового осадочного материала.

Соотношение CIA – K_2O в осадочных отложениях Танхойской тектонической ступени в целом подобно соотношению CIA – SiO_2 . Между тем, на диаграмме CIA – K_2O миоценовые осадочные отложения Витимского плоскогорья отчетливо разделяются на низко-К, умеренно-К и высоко-К серии. При высоком значении CIA витимские миоценовые низко-К породы ($K_2O < 2$ мас. %) имеют более низкое содержание K_2O , чем разновозрастные породы Танхойской ступени, тогда как при низком значении CIA витимские миоценовые и олигоценовые высоко-К породы ($K_2O = 4.3–5.8$ мас. %) имеют более высокое содержание K_2O , чем породы Танхойской

ступени. Кроме высоко-К серии, на Витимском плоскогорье имеется К–Na группа олигоценовых и миоценовых пород с более

низким содержанием K_2O , чем в породах Танхойской ступени (рис. 3в).

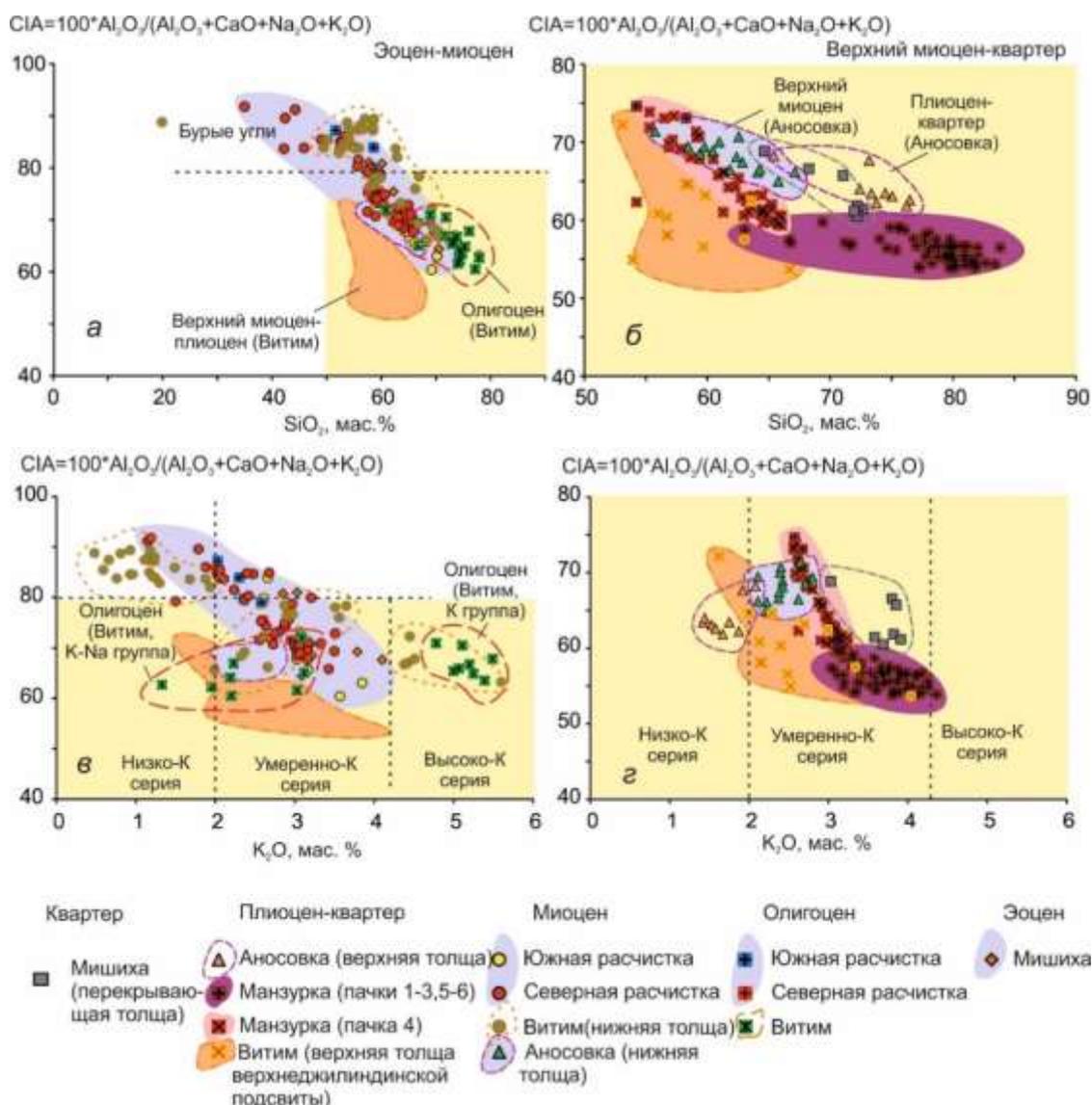


Рис. 3. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах CIA – SiO_2 (а,б) и CIA – K_2O (в,г). Бледно-желтая область на диаграммах а и в (эоцен-миоценовые отложения) соответствуют областям такого же цвета на диаграммах б и г (верхнемиоценовые-четвертичные отложения).

Fig. 3. Comparison of different-age sedimentary deposits laterally to South Baikal on diagrams CIA – SiO_2 (a, б) and CIA – K_2O (в, г). The pale-yellow area in diagrams a and в (Eocene-Miocene deposits) correspond to areas of the same color in diagrams б and г (upper Miocene-Quaternary deposits).

В плиоцен-четвертичных отложениях долины Пра-Манзурки различаются алевроиты проточного озера (пачка 4 разреза Косая Степь-3), которые образуют тренд снижения CIA с возрастанием SiO_2 , соединяющийся с трендом песков и песчаного наполнителя галечников (другие пачки отложений этого разреза), которые дают тренд субпараллельный оси абсцисс. Тренд грубообломочного

материала манзурского аллювия продолжается в область пониженного содержания SiO_2 фигуративным полем верхнемиоценового-плиоценового осадочного материала Витимского плоскогорья (рис. 3б). Породы верхнего миоцена-квартера относятся к умеренно-К серии, за исключением пород верхней толщи Аносовского разреза, принадлежащих к низко-К серии (рис. 3г).

Диаграммы рис. 4–5 показывают соотношение в отложениях оксида K_2O с оксидом Na_2O и микроэлементами Rb и Ba (эти элементы изоморфно замещают калий в кристаллической решетке минералов), а также с отношениями Ba/Rb и Ba/Sr. Определяется узкий диапазон химических компонентов в эоцен-миоценовых отложениях на Танхойской тектонической ступени и их существенные возрастные вариации в олигоцен-миоценовых отложениях на Витимском плоскогорье. В осадочных отложениях всего возрастного диапазона на Танхойской ступени K_2O преобладает над Na_2O , концентрация Rb сравнительно низкая (60–140 мкг/г), а Ba – высокая (600–1000 мкг/г) при отношении Ba/Rb 6–20 и отношении Ba/Sr 2–5.

В олигоценовых отложениях Витимского плоскогорья калиевой ($K_2O/Na_2O=2-6$) и калинатровой ($K_2O/Na_2O=0.2-0.8$) групп определены близкие концентрации Rb (340–440 мкг/г) и Ba (210–320 мкг/г) с общим узким диапазоном отношения Ba/Rb (0.55–0.83). Отношение Ba/Sr в обеих группах отложений также находится в узком интервале (2.0–2.9). Меняются соотношения калия с рубидием и барием. В калиевой группе отношение K/Rb находится в интервале 100–120 и в натровой группе снижается до интервала 25–75. В калиевой группе отношение K/Ba находится в интервале 170–200 и в натровой группе снижается до интервала 40–80.

На разных вариационных диаграммах миоценовые отложения Витимского плоскогорья группируются в низко-, умеренно- и высоко-К серии. На диаграмме $Na_2O - K_2O$ (рис. 4а) витимский олигоцен-миоценовый тренд направлен от калиевой серии к началу координат с понижением содержаний обоих оксидов. Умеренно-К серия витимских пород обозначает поперечный тренд, направленный к группе олигоценовых К-На пород. На диаграмме Rb – K_2O (рис. 4в) наблюдаются широкие вариации калия и рубидия миоценовых пород с предельным ограничением отношения K/Rb 120, характеризующим калиевую группу олигоценовых отложений. Высоко-К серия миоценовых пород имеет в основном

низкое отношение Ba/Rb (менее 1), сопоставимое с высоко-К серией олигоценовых пород. В умеренно-К серии миоценовых пород отчетливо выражен тренд возрастания Ba/Rb, а низко-К серия представлена исключительно породами с повышенным отношением Ba/Rb (более 1) (рис. 5а).

В отложениях верхнего миоцена-плиоцена Витимского плоскогорья определены промежуточные содержания Na_2O и K_2O при отношении этих оксидов, близком к 1. Концентрации Rb и Ba, однако, в этих отложениях резко снижаются. С возрастанием содержания K_2O наблюдаются узкие тренды относительного возрастания Rb от 62 до 70 мкг/г и Ba от 1.9 до 4.3 мкг/г (рис. 4в,г,д,е). Одновременно возрастают отношения Ba/Rb и Ba/Sr (рис. 5а,б,в,г). Индивидуальность трендов с отчетливой корреляцией калия с рубидием и барием свидетельствует о весьма резкой верхнемиоценовой-плиоценовой смене источника материала витимских осадочных отложений.

В Аносовском разрезе Танхойской ступени верхнемиоценовых пород отложения имеют сопоставимые содержания K_2O и Na_2O с относительным обеднением K_2O плиоцен-четвертичных пород. В плиоцен-четвертичных песках и песчаном наполнителе галечников долины Пра-Манзурки содержание K_2O , наоборот, возрастает. В алевритах проточного озера (пачка 4 разреза Косая Степь-3) наблюдается тренд, параллельный оси ординат, переходящий при повышенном содержании Na_2O в тренд относительного возрастания содержаний обоих оксидов при $K_2O/Na_2O \approx 1$. На продолжении последнего тренда располагается строй фигуративных точек четвертичных покровных отложений Мишихинского разреза (рис. 4б). Отличие четвертичных отложений Мишихинского разреза от разновозрастных отложений Аносовского разреза при сходстве с отложениями долины Пра-Манзурки наблюдается также по повышенной концентрации Rb и пониженному Ba/Sr отношению при сходном высоком содержании K_2O (рис. 4г, 4г).

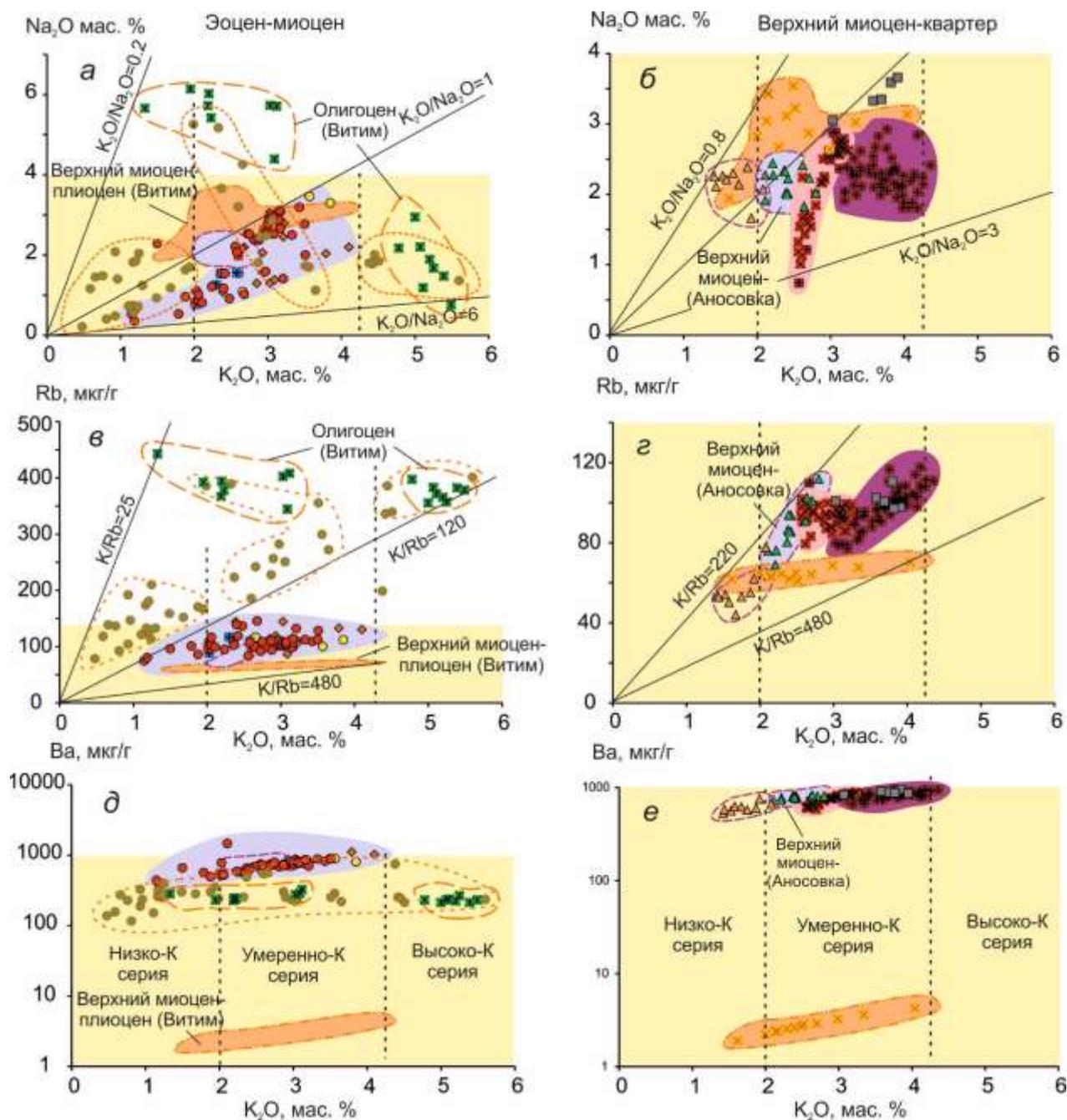


Рис. 4. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах $Na_2O - K_2O$, $Rb - K_2O$ и $Ba - K_2O$. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 4. Comparison of different-age sedimentary deposits laterally to South Baikal on diagrams $Na_2O - K_2O$, $Rb - K_2O$, and $Ba - K_2O$. Symbols are as in Fig. 3.

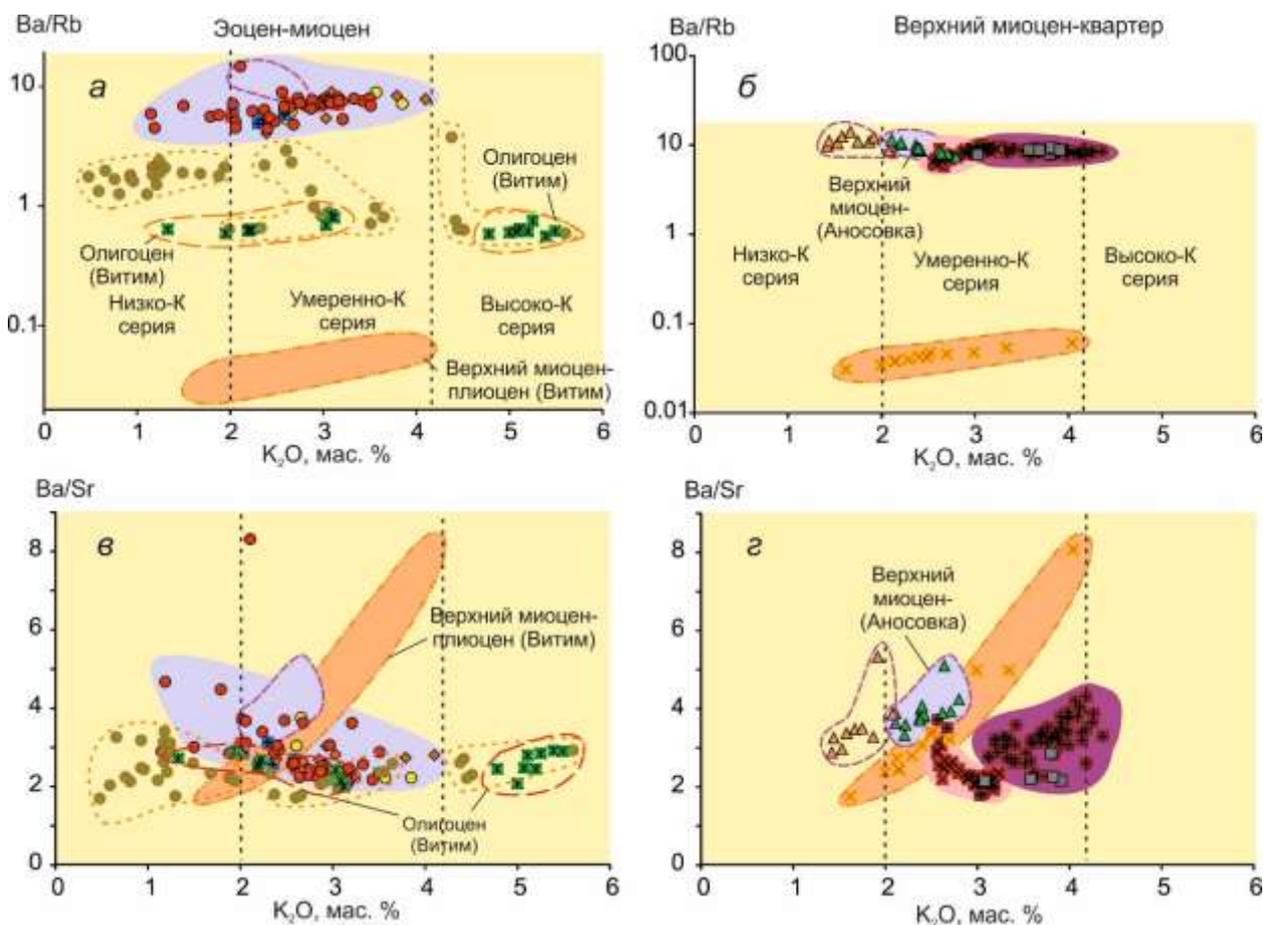


Рис. 5. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах Ba/Rb – K₂O и Ba/Sr – K₂O. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 5. Comparison of sedimentary deposits of different ages laterally to South Baikal on diagrams Ba/Rb – K₂O and Ba/Sr – K₂O. Symbols are as in Fig. 3.

Обсуждение

При общности геохимических характеристик эоцен-миоценовых пород Танхойской тектонической ступени, в отличие от последовательной смены геохимических характеристик олигоцен-миоценовых пород Витимского плоскогорья, геохимические тренды плиоцен-четвертичных отложений в Осиновской (Аносовский разрез) и Мишихинско-Клюевской (Мишихинский разрез) палеодолинах разделились при сходстве последних с трендом отложений в долине Пра-Манзурка.

Сквозная геохимическая общность отложений свидетельствует о тектоническом контроле области, из которой поступал обломочный материал на Танхойский тектонический блок. С эоцена до рубежа миоцена-плиоцена материал Осиновской и Мишихинско-Клюевской палеодолин оставался одним и тем же,

несмотря на тектонические движения окружающей территории. И наоборот, последовательная смена геохимических характеристик олигоцен-миоценовых отложений отражала пространственную нестабильность поступления обломочного материала на Витимское плоскогорье, вызванную развитием речной сети в связи с палеогеографическими изменениями окружающих территорий.

Разделение трендов плиоцен-четвертичных отложений в Осиновской и Мишихинско-Клюевской палеодолинах объясняется в связи с особенностями пространственного распределения структур, выполненных континентальными осадочными отложениями верхнего мезозоя. Предполагалось, что приразломные впадины, выполненные средневерхнеюрскими отложениями, протягиваются от дельты Селенги под Байкалом к истоку Ангары (Замараев, Самсонов, 1959).

Этой трассе в дне Байкала соответствует поднятие Посольской Банки (Логачев, 1974). Последние работы по континентальному верхнему мезозою (Скобло и др., 2001) показали, однако, более молодой возраст приразломных впадин района дельты Селенги, по сравнению с Иркутским угленосным бассейном южного края Сибирского палеоконтинента. Конгломераты байкальской свиты северо-западного побережья Байкала накапливались в ранне-среднеюрское время, тогда как осадочные породы приразломных впадин южного побережья накапливались позже – в позднеюрское (галгатайская свита) и раннемеловое время (сотниковская свита).

Материал юрских конгломератов байкальской свиты, частично сохранившийся в верховьях Пра-Манзурки, в районе с. Бол. Голоустного, был дезинтегрирован на поднятии

Приморского хребта северо-западного побережья Байкала и спроецирован в долину Пра-Манзурки (Логачев и др., 1964). Сходный с пра-манзурским состав четвертичных отложений из Мишихинского разреза указывает на их подобное происхождение за счет дезинтегрирования и переотложения верхнеюрских-нижнемеловых пород с поднятия хр. Хамар-Дабан на южном побережье Байкала (рис. 6). Состав одновозрастных отложений из Аносовского разреза в западной части Танхойской ступени, отличающийся от состава одновозрастных мишихинских отложений и сходный с составом более ранних (миоценовых) отложений Осиновской палеодолины, подчеркивает расположение их источника за пределами юрско-меловых аккумулятивных тектонических структур.

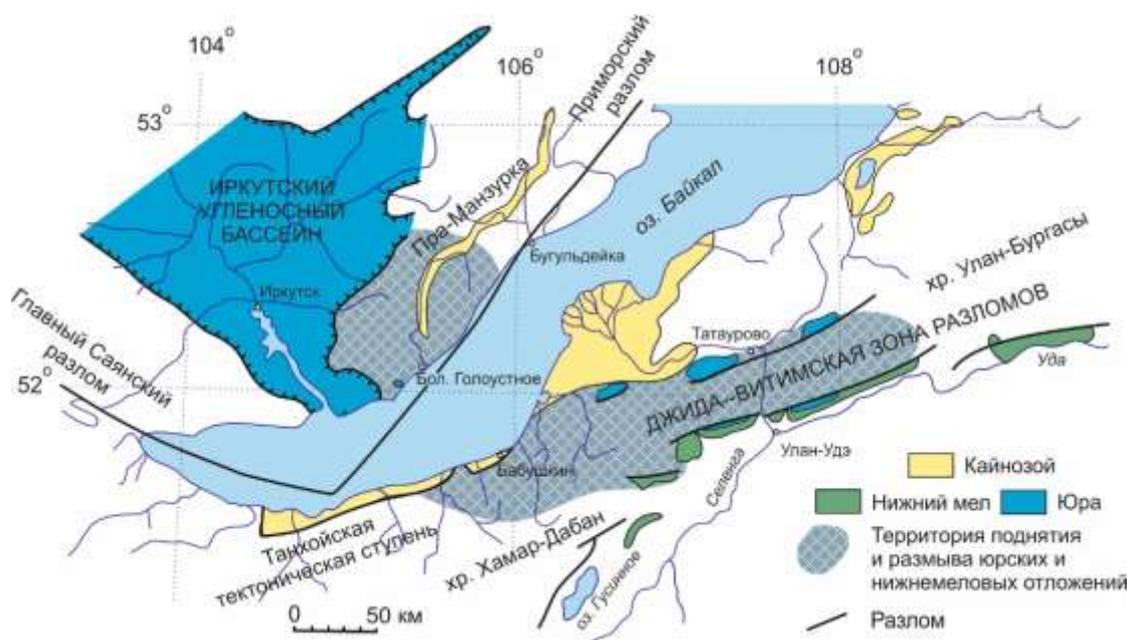


Рис. 6. Схема пространственных соотношений долины Пра-Манзурки с поднятой в четвертичное время территорией размыва юрских отложений Иркутского угленосного бассейна на северо-западном побережье Байкала и Танхойской тектонической ступени с поднятой территорией размыва верхнеюрских отложений галгатайской свиты и нижнемеловых отложений сотниковской свиты Джида-Витимской зоны разломов на южном побережье Байкала. Схема составлена с использованием материалов (Замараев, Самсонов, 1959; Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Павлов и др., 1976; Скобло и др., 2001).

Fig. 6. Scheme of spatial relations of the Pra-Manzurka valley with an area of erosion of Jurassic deposits of the Irkut coal-bearing basin on the north-western coast of Lake Baikal and the Tankhoy tectonic step raised in the Quaternary elevated territory of erosion of Upper Jurassic deposits of the Galgatai suit and lower Cretaceous deposits of the Sotnikov suit of the Dzhida-Vitim fault zone on the southern coast of Lake Baikal. The scheme was compiled using data from (Zamaraev, Samsonov, 1959; Logatchev et al., 1964; Logatchev, 1974; Pavlov et al., 1976; Skoblo et al., 2001).

Заключение

Из результатов сопоставления геохимических характеристик осадочных отложений по латерали Южного Байкала следует вывод о длительном (эоцен-миоценовом) поступлении аллювия в Мишихинско-Клюевскую и Осиновскую палеодолины Танхойской тектонической ступени из общего источника, в отличие от меняющегося с течением времени поступления олигоцен-миоценового обломочного материала на Витимское плоскогорье. Состав танхойского осадочного материала контролировался стабильным водосбором, в то время как последовательная смена состава витимского осадочного материала отразила мигрирующее развитие речной сети на фоне палеогеографических изменений окружающих территорий.

После раннеплиоценовой структурной перестройки в Мишихинско-Клюевской палеодолине Танхойской тектонической ступени преобладал материал, сходный с материалом аллювия в долине Пра-Манзурки по умеренно-К составу, концентрациям Rb, Ba, Ba/Rb и Ba/Sr отношениям. Из такого сходства следует вывод о накоплении плиоцен-четвертичных отложений территорий за счет дезинтегрирования и переотложения юрских (Пра-Манзурка) и верхнеюрских-нижнемеловых пород (Мишиха) с поднятых хребтов, Приморского и Хамар-Дабан.

Благодарности

Для определения микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН) (аналитик А.П. Чебыкин). Петрогенные оксиды анализировались М.М. Самойленко, Е.Г. Колтуновой, Г.В. Бондаревой, Н.Ю. Царевой в ИЗК СО РАН.

Литература

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 108–129.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат. 1959. С. 435–475.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 1964. 195 с.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука. 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4–5. С. 391–406.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 193 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозой Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2012. 351 с.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В., Руднев А.Ф. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Аль Хамуд Аднан,
аспирант,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
Университет Альфурат, г. Дер-Аль-Зур,
Сирия,
email: hamoudadnan04@gmail.com.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: rassk@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник, доцент,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ty@crust.irk.ru.

Хассан Абдулмонем,
аспирант, младший научный сотрудник,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,

Университет Аль-Басс, г. Хомс, Сирия,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Al Hamoud Adnan,
Postgraduate student,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Alfurat University, Der Al-Zor, Syria,
email: hamoudadnan04@gmail.com.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Laboratory, Head of Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: rassk@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Assistent Professor,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: chuvashova@crust.irk.ru.
Yasnygina Tatyana Aleksandrovna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov Str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ty@crust.irk.ru.

Hassan Abdulmonem,
postgraduate student, junior researcher,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Al Bass University, Homs, Syria,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Вулканизм, новейшая геодинамика

УДК 551.21(571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.122>

Подводные извержения вулканов в начале образования озер Байкал и Хубсугул

Ч. Шойдонов¹, С.В. Рассказов^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В Тункинской долине Байкальской рифтовой зоны широко проявился наземный вулканизм. Подводные извержения были характерны только для районов соединения восточного и западного окончаний долины, соответственно, с впадинами озер Байкал и Хубсугул. Култукский вулкан извергался в подводных условиях в раннем миоцене, около 18 млн лет назад, а Хулугайшинский и Горхонский вулканы – в середине миоцена, около 15–14 млн лет назад. Подводные извержения вулканов, наряду с накоплением тонкообломочных отложений, свидетельствовали о существовании в раннем и среднем миоцене водных линз, которые могли принадлежать к формировавшимся в это время озерам Байкал и Хубсугул.

Ключевые слова: Байкал, подводный вулканизм, кайнозой.

Underwater volcanic eruptions at the beginning of formation

Lakes Baikal and Khubsugul

Ch. Shoidonov¹, S.V. Rasskazov^{1,2}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Terrestrial volcanism was widely distributed in the Tunka Valley of the Baikal Rift Zone. Underwater eruptions were characteristic only of the areas of connection of the eastern and western ends of the valley, respectively, with basins of lakes Baikal and Khubsugul. The Kultuk volcano erupted in underwater conditions in the early Miocene, about 18 Ma and the Hulugaisha and Gorkhonka ones – in the middle of the Miocene, about 15–14 Ma. Underwater volcanic eruptions, along with the accumulation of fine-grained sediments show existence in the early and middle Miocene of water reservoirs that could belong to lakes Baikal and Khubsugul that were formed at that time.

Keywords: Baikal, underwater volcanism, cenozoic.

Введение

Крупные озера Байкал и Хубсугул образовались в тектонических впадинах Байкальской рифтовой системы, представляющей собой кайнозойскую геологическую структуру растяжения коры, которая простирается почти на 1800 км в виде полосы впадин и хребтов от Бусийнгольской впадины на юго-западе до Токкинской впадины на северо-

востоке. Образование рифтовой системы сопровождалось вулканизмом (рис. 1). Из 11 крупных кайнозойских рифтовых впадин, только две (Байкальская и Хубсугульская) заполнены глубокими озерами. Максимальная глубина оз. Байкал составляет 1642 м, максимальная глубина оз. Хубсугул – 262 м. Время начального существования водных линз озер пока слабо обосновано геологическими фактами. Когда они образовались – не ясно.

По наличию осадочных отложений озерного и речного происхождения на южном побережье Байкала, в районе ст. Танхой, предполагается начало опускания фундамента озерной впадины не раньше, чем с середины олигоцена (т.е. приблизительно с 34–30 млн лет назад) (Логачев, 1974). Здесь вскрыты аллювиальные отложения эоценового возраста, но достоверных озерных отложений не обнаружено (Аль Хамуд и др., 2021). Впадина оз. Хубсугул образовалась позже Южно-Байкальской, но насколько позже – не ясно.

Кроме осадочных отложений, свидетельством существования озерной водной линзы может быть подводное вулканическое извержение. В результате проникновения

базальтового расплава в дно глубокого водоема образуются своеобразные продукты подводного извержения: подушечная лава (пиллоу-лава) и гиалокластиты. Подушечная лава выдавливается по магмовыводящему каналу в воду в виде трубообразных и подушковидных тел. Рост подушек сдерживается гидростатическим давлением, существующим на дне континентального водоема (или океана). Чем больше столб воды, тем меньше размеры образующихся овальных обособлений. Гиалокластиты образуются при резком охлаждении магмы в соприкосновении с водой, сопровождающемся остеклованием магматического расплава, взрывами и дроблением стекла.

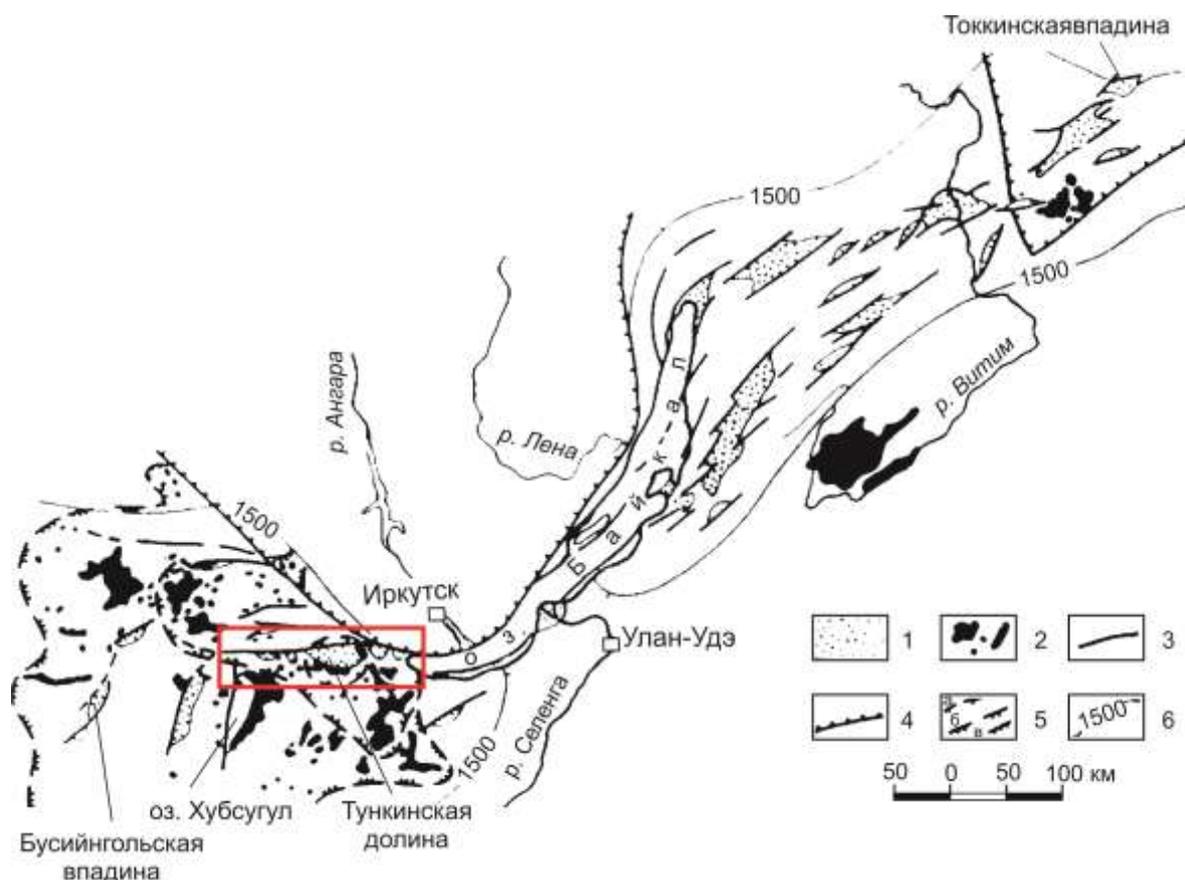


Рис. 1. Положение района исследований вулканов Тункинской долины (красный прямоугольник) в Байкальской рифтовой системе (Логачев, 1974).

1 – рифтовые впадины; 2 – поля вулканических пород; 3 – наиболее крупные разломы неоген-четвертичного возраста; 4 – ограничения кратонного фундамента Сибирской платформы; 5 – ареалы вулканической активности (для западной части рифтовой зоны): а) в позднем мелу – палеогене, б) в олигоцене-миоцене, в) в плиоцен-четвертичное время; 6 – 1500-метровая изогипса Саяно-Байкальского сводового поднятия.

Fig. 1. Position of the area of study of volcanoes in the Tunka valley (red rectangle) in the Baikal rift system (Logatchev, 1974).

1 – rift basins; 2 – fields of volcanic rocks; 3 – the largest faults of the Neogene-Quaternary age; 4 – limits of the craton basement of the Siberian platform; 5 – areas of volcanic activity (for the western part of the rift zone): *a*) in the Late Cretaceous – Paleogene, *b*) in the Oligocene – Miocene, *c*) in the Pliocene-Quaternary; 6 – 1500-meter isogypsum of the Sayan-Baikal rise.

Между северной оконечностью оз. Хубсугул и западной оконечностью оз. Байкал протягивается Тункинская долина. Признаки извержения базальтовых расплавов в глубокие водоемы обнаружены на Култукском, Горхонском и Хулугайшинском вулканах, расположенных на ее восточном и западном окончаниях. В строении Култукского вулкана участвуют подушечные лавы и гиалокластиты. Хулугайшинский и Горхонский вулканы сложены в основном гиалокластитам.

Цель настоящей работы – охарактеризовать общее распределение наземных и подводных вулканических извержений вдоль Тункинской долины и определить продукты подводных извержений как свидетельство

раннего существования озер Байкал и Хубсугул.

Строение Тункинской долины и распределение в ней вулканических построек

Тункинская долина представляет собой цепочку малых впадин (с востока на запад): Быстринской, Торской, Тункинской, сдвоенных Туранской и Хойтогольской (разделенные между собой Туранским хребтом) и Мондинской (рис. 3). Она обрамлена с севера хребтом Тункинские Гольцы (хребтом Тункинским) и с юга – цепочкой хребтов Мунку-Сардык, Ургудеевский, Хамар-Дабан и Хангарульский (Флоренсов, 1960).

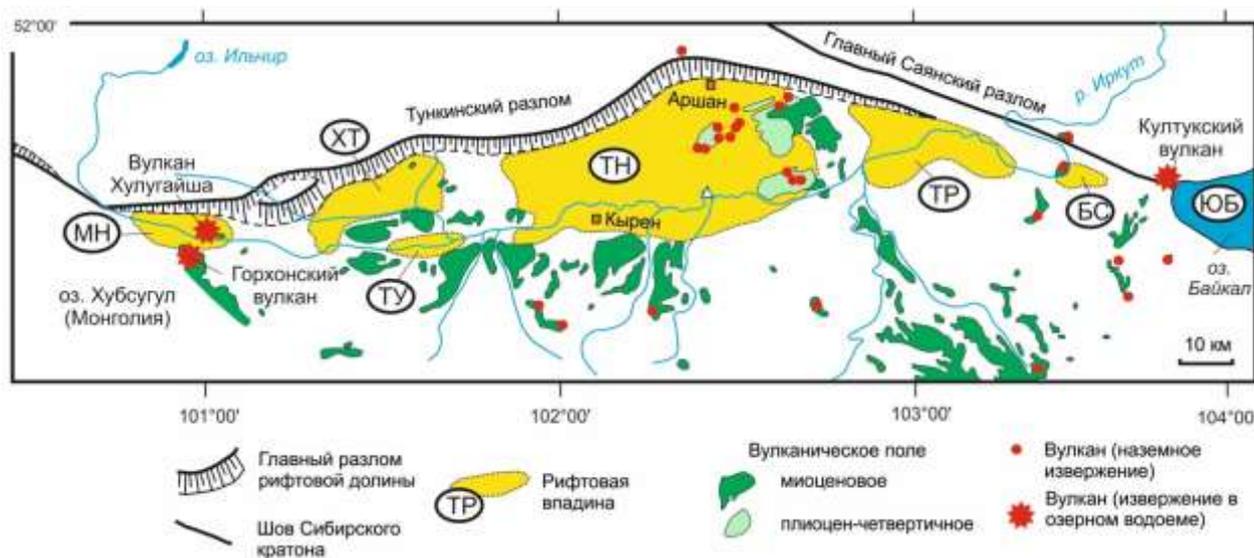


Рис. 2. Впадины и вулканические породы Тункинской долины. Впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Туранская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская. На востоке Тункинская долина соединяется с озерной Южно-Байкальской впадиной (ЮБ).

Fig. 2. Basins and volcanic rocks of the Tunka Valley. Basins: МН – Mondy, ХТ – Khoiytogol, ТУ – Turan, ТН – Tunka, ТР – Tory, БС – Bystraya. In the east, the Tunka Valley connects with a lake of the South Baikal Basin (ЮБ).

Тункинская впадина – самый доступный район Восточной Сибири с кайнозойскими базальтами – издавна привлекала внимание путешественников. В 1855 г. Н.Г. Меглицкий описал в Тункинской котловине, около дер. Талой, две параллельные гряды лавовых холмов, назвав их вулканами, и обратил

внимание своих современников на возможность употребления базальтов в качестве порошкообразного гидравлического цемента. Первые сообщения о результатах изучения петрографического состава пород тункинских вулканов опубликованы в Трудах Санкт-Петербургского общества

естествоиспытателей; Е.О. Романовский дал микроскопическое описание базальтов (1876 г.), а В.В. Голубцова привела два первых химических анализа пород (1887 г.). Из микроскопического изучения тункинских лав В.Н. Лодочников (1938) сделал вывод об увеличении количества вулканического стекла одновременно с уменьшением количества моноклинного пироксена и титанистого магнетита. В другой работе он отметил, что «в базальтах Юго-Западного Прибайкалья мы имеем перед собой не трещинные излияния и уже, во всяком случае, не главным образом трещинные излияния, а продукты извержений однородных лавовых вулканов типа Гавайи» (Лодочников, 1941).

Вулканическая деятельность в Тункинской впадине сопровождалась опусканием фундамента, что выразилось в формировании

2-километровой толщи вулканогенно-осадочных отложений (Логачев, 1974). Предполагается, что извержения в долине происходили уже в позднем мелу – палеоцене. Базальты и туфы этого возраста вскрыты бурением на Еловском отроге. Трещинные излияния базальтов происходили в миоцене – раннем плиоцене. Мощность базальтов превысила 500 м. В плиоцене-эоплейстоцене в Тункинской впадине произошли мощные эксплозивные извержения и накопилась 200–250-метровая толща туфогенно-осадочных отложений. Лавы плейстоценовых базальтов изливались на Еловском отроге и в Тункинской впадине, где они переслаивались с четвертичными грубообломочными отложениями. Мощность эоплейстоценовых базальтов составила около 150 м. Лавовая толща венчалась вулканическими конусами.

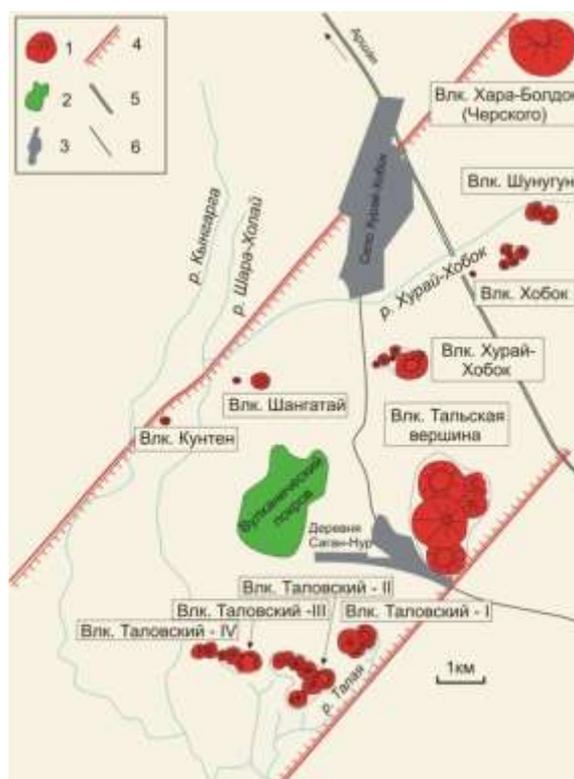


Рис. 3. Схема вулканических построек Тункинской впадины, расположенных вблизи дороги на курорт Аршан (Байкал..., 2011).

1 – вулканический конус; 2 – лавы; 3 – селение; 4 – латеральные границы вулканической зоны; 5 – дорога главная; 6 – дорога проселочная. Схема составлена школьниками в рамках работы Детского центра «Лазурит».

Fig. 3. Scheme of volcanic edifices of the Tunka Basin located near the road to the resort of Arshan (The Baikal ..., 2011).

1 – volcanic cone; 2 – lava; 3 – village; 4 – lateral boundaries of the volcanic zone; 5 – main road; 6 – country road. The scheme was drawn up by school children as part of the work of the Children's Center "Lazurite".



Рис. 4. Пирокластические отложения вулкана Хурай-Хобок, вскрытые карьером (Байкал..., 2011).

Fig. 4. Pyroclastic deposits of the Khuray-Khobok volcano, opened by the quarry (The Baikal ..., 2011).

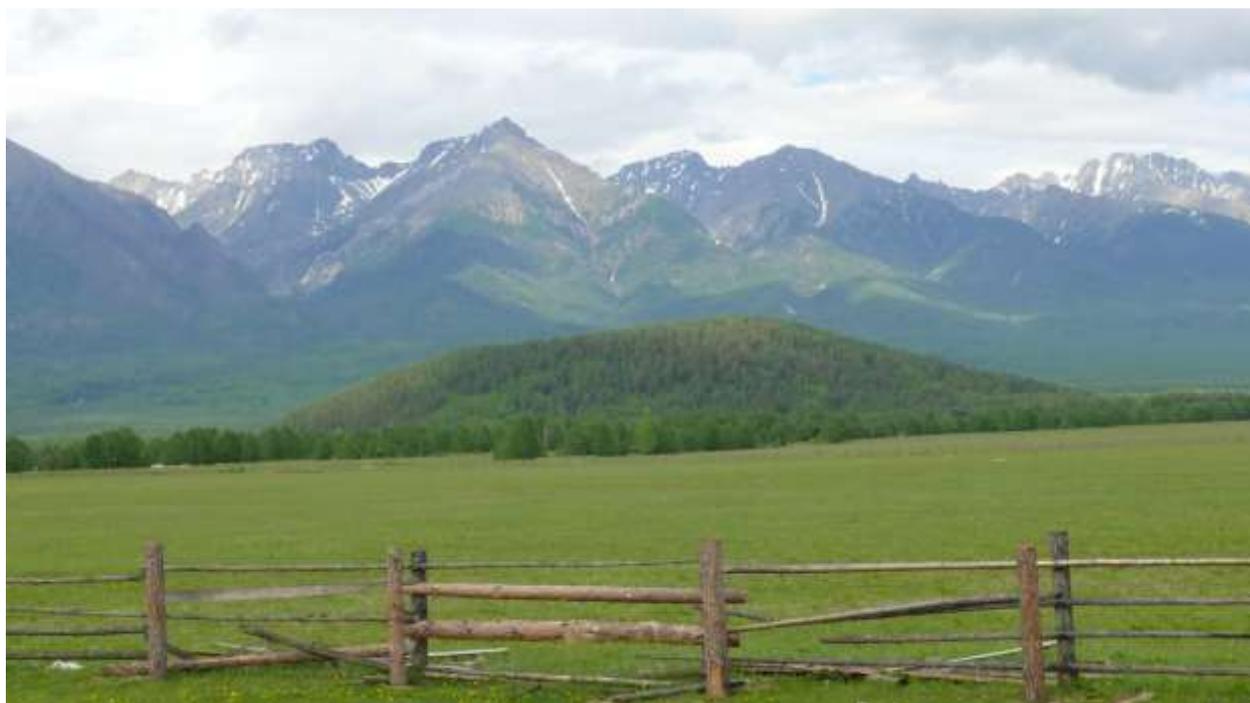


Рис. 5. Вулкан Хара-Болдок (Байкал..., 2011).

Fig. 5. Hara-Boldok volcano (The Baikal ..., 2011).

Около 20 небольших (в основном бескратерных) построек, сложенных пористыми базальтами, рыхлыми шлаками и агглютинатами, находятся рядом с дорогой на курорт Аршан (рис. 3). В карьерах встречаются вулканические бомбы, наблюдается грубослоистое строение пирокластических отложений жерловой фации (рис. 4). Рядом с дорогой на Аршан расположена цепочка мелких шлаковых построек Хобокской группы, в которой выделяется наиболее крупный вулкан Хара-Болдок (Черный Холм). Этот вулкан имеет также название Уляборский и Черского (Флоренсов, 1960). Конус возвышается на 120 м над предгорной равниной Тункинских гольцов (рис. 5).

Вулканы Тункинской впадины, а также других впадин одноименной долины и сопредельной территории обрамляющих горных хребтов сложены типичными продуктами наземных извержений. В отличие от них, вулканы восточной и западной оконечностей Тункинской долины (Култукский,

Хулугайшинский и Горхонский) включают продукты подводных извержений.

Продукты подводных извержений Култукского вулкана на краю Южно-Байкальской впадины

Култукский вулкан – одна из построек Камарской зоны миоценового вулканизма. Благодаря географической доступности вулкан с местным названием «Чертова гора» был отмечен геологом А.В. Львовым уже в начале XX столетия (рис. 6). Позже А.А. Шафеевым в районе пос. Култук был обозначен вулканический нект (Тектоника..., 1973). Учащиеся школы № 7 этого поселка, под руководством преподавателя С.В. Снопкова, восприняли представление А.В. Львова о вулканическом происхождении Чертовой горы и обозначили на ее вершине центр извержений пяти лавовых потоков, спускающихся к берегу Байкала, проследили выходы пород вулкана и составили схематичную карту (Круговая, Снопков, 2006).

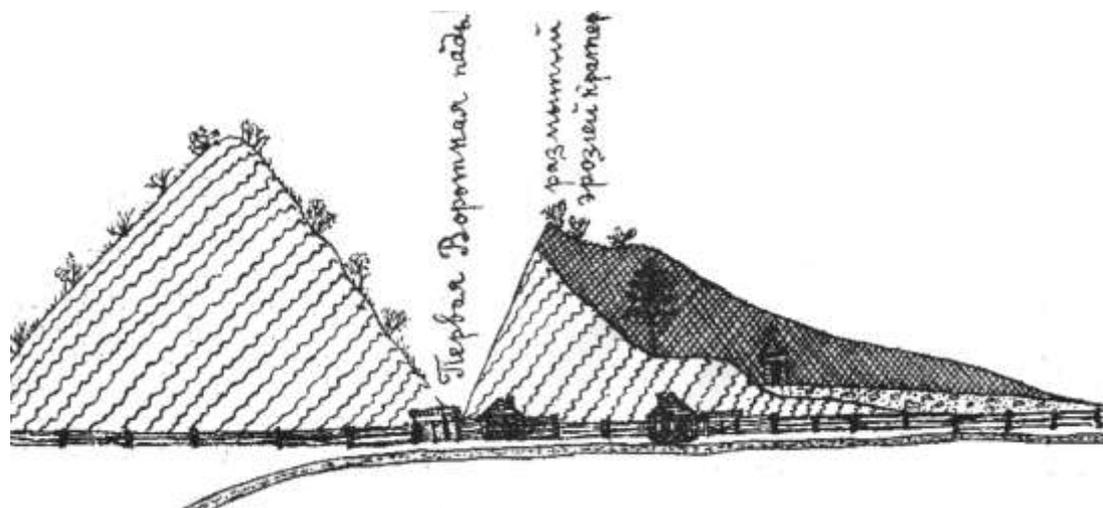


Рис. 6. Схематичный разрез незероированной южной части Култукского вулкана по направлению с запада на восток (по А.В. Львову).

Фундамент представлен тектонитами Главного Саянского разлома (редкая волнистая косая штриховка). Породы (подушечные лавы и гиалокластиты) вулкана слагают вершину и восточный склон Чертовой горы (частая перекрестная штриховка). А.В. Львовым предполагалось, что породы вулкана залегают на галечниках (мелкие овалы и точки), но в естественных обнажениях подбазальтовые галечники не встречены. На переднем плане показана дорога (полоса с точками).

Fig. 6. Schematic section of the non-eroded southern part of the Kultuk volcano in the direction from west to east (after A.V. Lvov).

A basement is represented by tectonites of the Main Sayan Fault (rare wavy oblique hatching). Rocks (pillow lavas and hyaloclastites) of the volcano make up the top and eastern slope of Devil's Mountain (frequent cross-hatching). A.V. Lvov assumed that rocks of the volcano lie on pebbles (small ovals and dots), but in natural outcrops, subbasaltic pebbles are not found. In the foreground is a road (a strip with dots).

В вулканической постройке (рис. 7) различаются четыре разновидности пород (Рассказов и др., 2013): 1) субвулканические долериты, 2) субаквальные подушечные лавы и гиалокластиты, 3) субаэральные базальты лавового потока и 4) субвулканические микродолериты (рис. 8).

Субвулканические долериты – среднекрупнозернистые породы массивного сложения, без пор, голубоватого, темно-серого до черного цвета. Преобладает крупно глыбовая

отдельность. Глыбы имеют изометричную форму, размеры – 50–80 см.

Подушечные лавы состоят из стекловатых овальных обособлений размером от 20 до 40 см, нередко резко удлиненной формы. Границы подушек подчеркиваются смоляно-черными периферическими каемками, составляющими первые сантиметры. Скопления подушек перемежаются с землисто-желтым гиалокластитовым материалом (рис. 10). Базальты лавового потока, массивные и пористые, имеют пепельно-серый цвет.

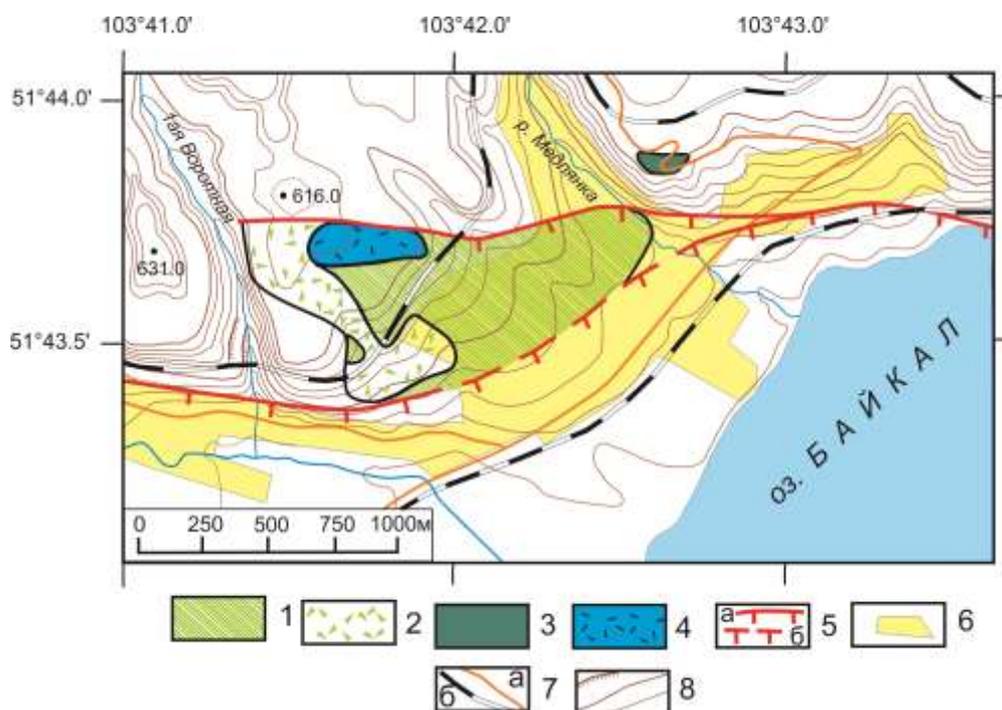


Рис. 7. Схема строения Култукского вулкана (Рассказов и др., 2013).

1–4 – породы вулкана: 1 – субвулканические долериты, 2 – подушечные лавы и гиалокластиты, 3 – субвулканические микродолериты, 4 – базальты лавового потока; 5 – две ветви Обручевского разлома: северная, затухающая в субаквальной части Култукского вулкана, и южная, продолжающаяся в широкую долину р. Култучная и сменяющаяся по простиранию активизированным фрагментом Главного Саянского разлома (штрихи направлены в сторону опущенного блока): *a* – часть, выраженная в рельефе, *б* – часть, погребенная под современными склоновыми отложениями; 6 – территория строений пос. Култук; 7 – дороги (*a* – шоссейная, *б* – железная); 8 – горизонтали (через 10 м), крутые обрывы.

Fig. 7. Scheme of the Kultuk volcano structure (Rasskazov et al., 2013).

1–4 – volcanic rocks: 1 – subvolcanic dolerites, 2 – pillow lavas and hyaloclastites, 3 – subvolcanic microdolerites, 4 – basalts of lava flow; 5 – two branches of the Obruchev fault: the northern, fading in the subaquatic part of the Kultuk volcano, and the southern, continuing into the wide valley of the Kultuchnaya River and alternating in extension with a reactivated fragment of the Main Sayan Fault (strokes are directed towards the lowered block): *a* – the part expressed in relief, *b* – the part buried under modern slope sediments; 6 – area of the Kultuk village; 7 – roads (*a* – highway, *b* – iron); 8 – isolines of relief (in 10 m), steep cliffs.



Рис. 8. Фрагмент обнажения подушечных лав, перемежающихся с гиалокластитам, вскрыт в железнодорожной выемке. Различаются наклоненные слои лавового и обломочного стекловатого вулканического материала.

Fig. 8. Fragment of an outcrop of pillow lavas interspersed with hyaloclastis is revealed in a railway notch. There are inclined layers of lava and fragmentary glassy volcanic material.

Подушечные лавы и гиалокластиты имеют видимую мощность в обнажениях не более 10 м. Слабо связанный сыпучий материал образовался в результате подводного излияния базальтовых расплавов и мог служить в качестве термостатирующей покрывки для внедрившихся магматических расплавов, обеспечив их полную кристаллизацию в виде малоглубинных долеритовых тел. Подушечные лавы и гиалокластиты слагают вершину Чертовой горы и пологий склон, обращенный в сторону Байкала.

Микродолериты образуют субширотный хребтик в северо-западной части постройки. Протяженность выходов этих пород около 300 м при ширине 50–80 м.

Фрагмент лавового потока обнажен в уступе Обручевского разлома на абсолютных отметках около 600 м в области перехода уступа в пологую «вершинную» часть рельефа. По интенсивному развитию пор в базальтовом слое, свидетельствующем об отделении летучих компонентов при субаэральном извержении, породы этой части вулкана резко отличаются от пород его субаквальной части. Лавовый поток зафиксировал поверхность берега, поднятого по разлому над дном

палео-Байкала. Высота уступа Обручевского разлома в районе пос. Култук составляет 110–115 м.

Продукты подводных извержений Хулугайшинского и Горхонского вулканов в Мондинской впадине

Базальтовые лавы Мондинской впадины изучались В.Н. Лодочниковым (1938, 1941). Им приведена детальная микроскопическая характеристика лав окрестностей села Монды. Здесь, у северного борта впадины, по р. Хулугайша, был впервые описан вулкандиатрема. Н.А. Флоренсовым (1960) и И.В. Беловым (1963) этот вулкан воспринимался как уникальная постройка для территории Прибайкалья. Горными выработками породы вулкана были вскрыты под водно-ледниковыми отложениями на площади 750–550 км². Разведанные запасы желтых туфов (гиалокластитов) составили около 2 млн тонн. Эти породы, исследованные в химической лаборатории треста «Сибгеолнеруд», показали высокую активность, удовлетворяющую требованиям цементной промышленности как для гидравлической добавки, так и для производства цемента на основе базальтового материала. Сплошное распространение туфов прослежено в обнажениях реки на расстояние около 400 м (рис. 10).

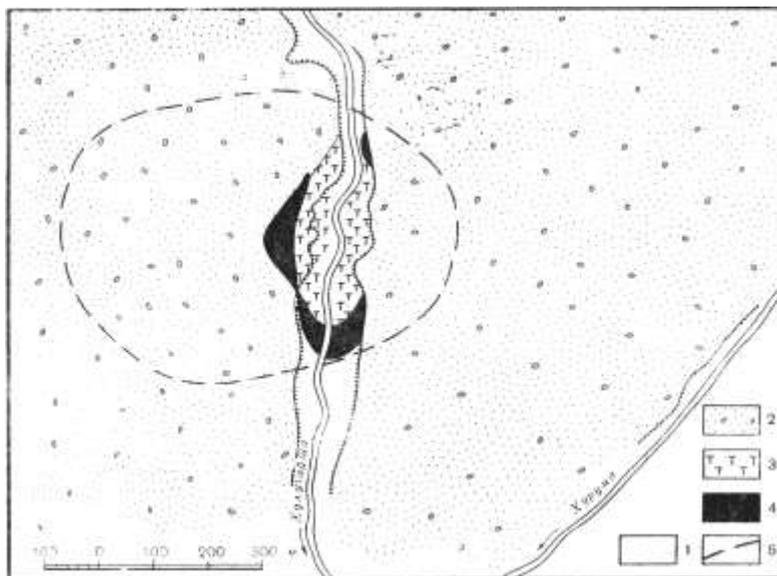


Рис. 10. Схема вулкана Хулугайша в плане по горным выработкам (Белов, 1963).

1 – аллювиальные отложения; флювиогляциальные отложения; 3 – туфы; 4 – базальты; 5 – предполагаемый контур вулкана.

Fig. 10. Scheme of Hulugaisha volcano in plan from mine works (Belov, 1963).

1 – alluvial deposits; 2 – fluvioglacial deposits; 3 – tuffs; 4 – basalts; 5 – estimated contour of the volcano.



Рис. 11. Обломки пористых базальтов в желтых туфах вулкана Хулугайша.

Fig. 11. Fragments of porous basalts in yellow tuffs of the Hulugaisha volcano.

Буровато-жёлтые, светло-табачные базальтовые туфы (гиалокластиты) слагают вулкан более чем на 90 %. Они не имеют признаков слоистости или изменения крупности отдельных слагающих частиц. Светло-желтовато-зеленоватый базальтовый туф содержит

многочисленные обломки чёрного стекловидного или сильно пористого шлаковидного базальта. Наиболее крупные включения составляют в поперечнике до 2 м (рис. 11).

Мощность буровато-желтых туфов достигает 60 м. Они перекрыты туфами серого до

черного цвета мощностью 7–8 м, содержащими больше пеплового материала и меньше включений вулканического стекла. Серовато-черные туфы перекрыты тонким (0.5–1.8 м) слоем туфа желтого цвета, подобного туфу нижней части разреза. Этот маломощный слой образовался в заключительную стадию взрывной деятельности, после которой последовали излияния базальтовой лавы.

Пласт сильно пузыристых базальтов темно-серого, почти чёрного цвета, залегающий на туфах, имеет мощность 3.2–3.50 м. Выше него снова залегают линзы зеленовато-жёлтых туфов. Черные или тёмно-серые, плотные, слегка пузыристые базальты, залегающие на туфах, видны на северном и южном концах ущелья. Насчитывается 9 потоков мощностью от 1.0 до 4 м. Потоки наклонены на юго-юго-восток под углом от 35 до 60°. Базальты имеют плитчатую, оскольчатую или слабо выраженную столбчатую отдельность. Среди них выделяется поток с

радиально-лучистой отдельностью, по-видимому, выполнявший крупную полость в виде трубы шириной около 20 м и высотой 10–12 м. Видимая мощность базальтов превышает 25 м. На левом берегу наблюдалось небольшое обнажение базальтов с хорошо выраженной столбчатой отдельностью.

В туфы внедрились дайки черных афанитовых базальтов мощностью до 1.5 м. Контакты даек остеклованы. Над базальтовыми дайками местами находятся линзы желто-серого слюдястого песка протяженностью до 40 см. Такие же линзы встречаются в основании туфовой толщи.

По левому берегу р. Хулугайша наблюдались потоки плотных, тёмных базальтов с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, перекрывающие гиалокластиты (рис. 12). Вниз по р. Хулугайша туфы сменяются плотными базальтовыми лавами, вскрывающимися в обнажениях обоих берегов реки.

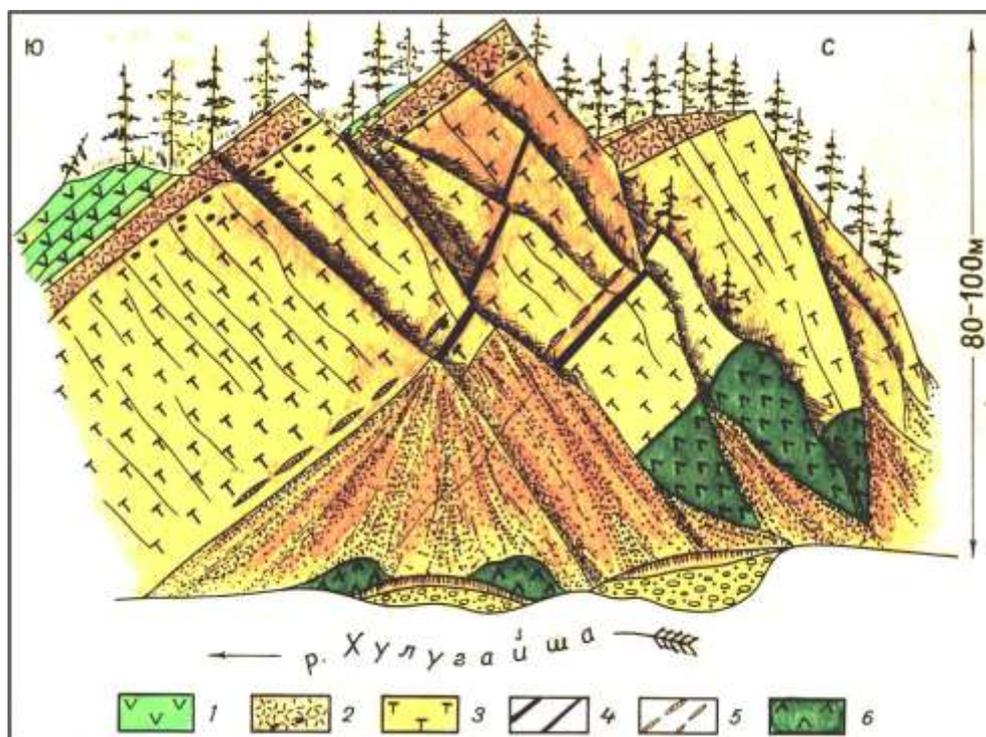


Рис. 12. Субмеридиональный разрез вулкана Хулугайша (Медведев, 1978).

1 – верхние базальтовые потоки; 2 – черный туф; 3 – табачно-желтый туф; 4 – дайки базальтов; 5 – линзы песка; 6 – базальты жерловой фации (неkk).

Fig. 12. North-south section of Hulugaisha volcano (Medvedev, 1978).

1 – upper basalt flows; 2 – black tuff; 3 – tobacco-yellow tuff; 4 – basalts; 5 – sand lenses; 6 – basalts of vent facies (nekk).

Желтые туфы, подобные хулугайшинским, обнаружены в основании разреза

лавовой толщи по р. Горхонка в южном борту Мондинской впадины (Медведев, Клейн,

1967). Здесь обнажается покров, состоящий из 7 базальтовых потоков общей мощностью более 50 м. В основании покрова залегает горизонт желтых туфов, насыщенных мелкими и крупными обломками смоляно-черных базальтов и вулканического стекла. Встречаются включения неправильной формы и линзы шлаков, выклинивающиеся в сторону впадины. Горизонт желтых туфов выдержан по простиранию и прослежен на расстояние более 0.5 км. Перекрывающие его потоки имеют общий наклон в сторону впадины под углом 10–15°, иногда до 20°.

Подобно подушечным лавам и гиалокластитам Култукского вулкана, буровато-жёлтые гиалокластиты Хулугайшинской и Горхонской вулканических построек формировались при подводных извержениях.

Время подводных извержений вулканов

В Тункинской долине вулканические извержения могли начаться на рубеже олигоцена и миоцена. Достоверные датировки, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Саяно-Хамардабанской области, не превышают 21 млн лет и свидетельствуют о начале вулканизма в раннем миоцене. Начиная с этого времени вулканическая деятельность возобновлялась в разных частях Тункинской долины и завершилась на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена (около 800-600 тыс. лет назад) (Расказов и др., 2000).

Для вулканических пород Култукского вулкана и построек сопредельной части Камарской вулканической зоны получен интервал K–Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок в интервале 18–13 млн лет. Горизонт подушечных лав и гиалокластитов сформировался в начале этого интервала (Расказов и др., 2010). Следовательно, озерная линза Байкала существовала в районе Култукского вулкана с раннего миоцена.

Вопрос о возрасте вулкана Хулугайша трактовался по-разному. Н.А. Флоренсовым (1960) вулкан Хулугайша считался четвертичным. Н.А. Логачевым (1956) туфы вулкана сопоставлялись с туфогенными верхнеплиоценовыми-нижнеплейстоценовыми кластическими отложениями Тункинской впадины и Еловского отрога. Эти предположения о молодом возрасте вулкана, однако,

не подтвердились. Вулканические породы Мондинской впадины оказались в целом древнее туфогенных кластических отложений Еловского отрога.

Верхнее ограничение возраста вулкана было получено по богатому средне-позднемиоценовому комплексу спор и пыльцы из осадков, перемежающихся с лавами вулкана Хулугайша (Тектоника..., 1973). Угленосные отложения, содержащие богатые спорово-пыльцевые комплексы позднего миоцена, были вскрыты также скважиной в пос. Монды на глубине около 100 м. По наличию осадочных отложений на месте Мондинской впадины предполагалось существование котловины с накопившимися озерными отложениями и излившимися базальтами в среднем-позднем миоцене. Эти оценки времени начала погружения впадины подтвердились также K–Ar-датировкой вулканических пород 15 млн лет (Багдасарьян и др., 1981). Датировки ереванской лаборатории систематически завышали возраст на 1–3 млн лет (Расказов, Чувашова, 2018), поэтому время извержений оценивается в 15–14 млн лет.

Заключение

Крупные озера Байкал и Хубсугул образовались в тектонических впадинах Байкальской рифтовой системы. Рифтогенез сопровождался вулканизмом вдоль Тункинской долины. Состав продуктов извержений свидетельствует об их субаэральном характере. Продукты подводных извержений (гиалокластиты, подушечные лавы) выявлены только в районах соединения восточного и западного окончаний долины с впадинами озер Байкал и Хубсугул. Култукский вулкан извергался в подводных условиях в раннем миоцене, около 18 млн лет назад, а Хулугайшинский и Горхонский вулканы – несколько позже, в середине миоцена, около 15–14 млн лет назад. Установленные продукты подводных извержений вулканов, наряду с накоплением тонкообломочных отложений, свидетельствовали о существовании в раннем и среднем миоцене водных линз, которые могли принадлежать к формировавшимся в это время озерам Байкал и Хубсугул.

Список литературы

- Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.
- Багдасарьян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981, № 3. С. 342–350.
- Байкал. Геология. Человек / М.И. Грудинин, И.С. Чувашова (составители). Иркутск: Изд-во ИГУ, 2011. 239 с.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 372 с.
- Круговая А.Н., Снопков С.В. Вулканический нект «Чертова гора» // Байкальское кольцо: Материалы областной научно-практической конференции учащихся. Часть 1. Иркутск, 2007. С. 9–17.
- Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурятской АССР. Вып. 2. Улан-Удэ, 1956. С. 111–130.
- Логачев Н.А. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1974. С. 7–163.
- Лодочников В.Н. О базальтах Юго-Западного Прибайкалья // Советская геология. 1938. № 8. С. 92–103.
- Лодочников В. Н. К геологии базальтов бассейна р. Иркутка // Изв. АН СССР. Серия геол. 1941, № 2. С. 84–102.
- Медведев М.Е. Кайнозойский вулканизм Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Саяна. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, Иркутск, 1978. 216 с.
- Медведев М.Е., Клейн Я.Я. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967. С. 58–63.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансформация на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) // Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину // Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 2. С. 135–168.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. М.: Наука, 1973. 136 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Труды Вост.- Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Шойдонов Чингис,*студент специалитета,**664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,**Иркутский государственный университет, геологический факультет,**email: chingis01@bk.ru.***Рассказов Сергей Васильевич,***доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией,**664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,**Институт земной коры СО РАН,**664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,**Иркутский государственный университет, геологический факультет,*

зав. кафедрой,
email: rassk@crust.irk.ru.

Shoidonov Chingis,
Student of Specialitet,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: chingis01@bk. ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Laboratory,
664033 Irkutsk, Lermontov Str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Chair,
email: rassk@crust.irk.ru.

Неотектоника, геоморфология

УДК 911.2:551.4

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.135>

Каменные глетчеры горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко, Ю.В. Акулова

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация. По данным полевых исследований и анализу космоснимков мы описываем наиболее яркие и широко распространённые гляциальные представители района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) каменные глетчеры, приводим перспективные снимки из космоса, даем количественные и качественные их характеристики. Эти данные можно использовать для оценки современного оледенения и подсчета объемов холодных запасов горного массива Мунку-Сардык.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, ледники, каменные глетчеры.

Stone glaciers of the Munku-Sardyk mountain range

S.N. Kovalenko, Yu.V. Akulova

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. From field research and analysis of space images, we describe the most spectacular and widespread glacial patterns of the Munku-Sardyk (Eastern Sayan) area, stone glaciers, provide space images, give their quantitative and qualitative characteristics. These data can be used to assess modern glaciation and calculate the volume of cold reserves of the Munku-Sardyk mountain range.

Keywords: Munku-Sardyk ridge, glaciers, stone glaciers.

Некоторые исследователи недостаточно внимания уделяют вопросам выделения и описания каменных глетчеров, их значению в современном горном оледенении. В настоящее время имеются детальные работы, посвященные этому вопросу по многим районам. Л.Н. Ивановский в своей книге Гляциальная геоморфология гор (Ивановский, 1981) следующим образом описывает эти гляциальные образования в горах Восточной Сибири.

«На протяжении малых ледников в настоящее время формируются сплошные моренные языки – каменные глетчеры. Они возникают при слиянии срединных, верхних, боковых и донных морен в условиях медленного движения отмирающего ледника. Длина таких конечно-моренных образований может достигать нескольких километров и занимать всю ширину долины. Старые каменные глетчеры начинаются часто в сухих теперь карах

и коротких долинах» (Ивановский, 1981, с. 102). При этом он ссылается на известных исследователей горных ледников (М.Г. Гросвальд, М.И. Иверову, Е.В. Максимова и др.). Далее Л.Н. Ивановский пишет: «...исследования на Алтае показали их широкое распространение. В некоторых долинах здесь встречается десять и больше крупных каменных глетчеров. На восточном склоне Катунского хребта почти каждая долина занята не одним каменным глетчером. В некоторых долинах Алтая они достигают почти 4 км длины, часто боковые висячие долины целиком загромождены языком каменного глетчера, причем скрыты неровности ложа долины, а питаются они обломочным материалом не только от ледника, но и от крутых склонов. Подобные каменные глетчеры становятся переходной формой к каменным потокам.

Средняя ширина языка каменного глетчера 250–300 м, известная максимальная — 500 м. А.Ф. Глазовский (1978) делит каменные глетчеры на языковидные и серповидные. Подобные формы обуславливаются обычно характером вмещающего их рельефа. В карах они чаще серповидные, в долинах имеют форму каменных языков. Внешний склон каменного глетчера крутой (30–35°). Высота лобовой части глетчеров достигает 50–60 м и больше. Многие каменные глетчеры по своим краям переходят в боковые морены, продолжающиеся на ледник. В средней части поверхность каменного глетчера

изобилует провалами, свидетельствующими о постепенном таянии погребенного льда. Моренные языки пересекаются невысокими валами, которые отделяются ложбинами глубиной свыше 10–15 м. Каменные глетчеры сложены грубыми обломками горных пород различной величины или несколькими конечными моренами послесартанских стадий, которые могут быть не только придвинутыми друг к другу, но и вследствие дальнейшего сползания надвинутыми одна на другую, более древнюю...» (Ивановский, 1981, с. 102–103).

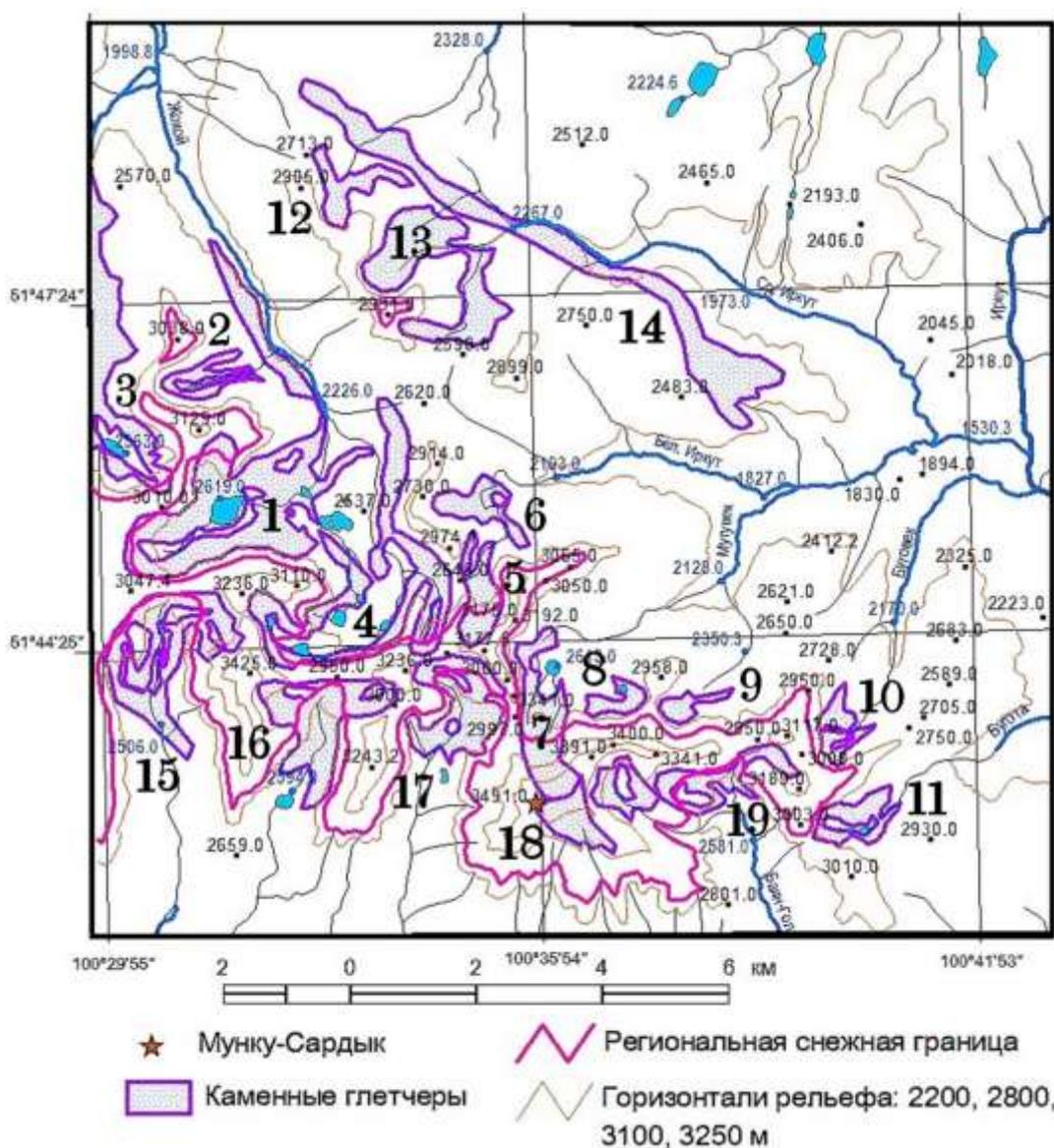


Рис. 1. Участки распространения каменных глетчеров в районе г. Мунку-Сардык (по Коваленко, 2014).

1– Мунку-Сардык, 2– региональная снежная граница, 3– участки распространения современных ледников и каменных глетчеров, 4– горизонталы рельефа: 2200, 2800, 3100, 3250 м, 1–19 – номера участков, в таблице.

Fig. 1. Areas of distribution of stone glaciers in vicinity of the Munku-Sardyk summit after (Kovalenko, 2014). 1 – Munku-Sardyk, 2 – regional snow border, 3 – areas of distribution of modern glaciers and stone glaciers, 4 – isolines of relief: 2200, 2800, 3100, 3250 m, 1–19 – numbers of sites shown in table.

Т а б л и ц а

Количественные параметры участков распространения каменных глетчеров в районе г. Мунку-Сардык

T a b l e

Quantitative parameters of sites of stone glaciers in the Munku-Sardyk area

№№ участка	Название участка	Площадь (км ²)	Периметр (км)	Общая длина всех языков (км)	Вертикальный размах (м)
1	Солярис	4.54	28.758	13.751	890 (3050–2160)
2	Неисследованный	0.43	7.638	1.500	280 (2680–2400)
3	Западно-Жохойский	0.18	16.106	5.500	450 (2950–2500)
4	Жохойский	2.73	27.201	12.429	800 (3100–2300)
5	Радде + ВСГАО	0.72	5.436	1.922	400 (3100–2700)
6	Уютный	0.62	5.326	2.160	150 (2700–2550)
7	Перетолчина + Северный	1.34	7.812	4.000	950 (3490–2540)
8	Озерный	0.30	3.144	1.500	100 (2700–2600)
9	Горелова	0.26	3.019	1.250	120 (2800–2680)
10	Буговекский	0.44	5.576	1.600	260 (2800–2540)
11	Бугота	0.58	6.602	2.921	300 (2800–2500)
12	Верхнеишундинский	0.61	5.572	2.506	300 (2800–2500)
13	Среднеиркутский	2.14	11.523	5.461	400 (2800–2400)
14	Длинный	3.52	20.281	8.767	380 (2600–2220)
15	Западный (МНР)	2.02	19.380	4.449	670 (3200–2530)
16	Бурхан (МНР)	1.82	10.493	4.851	780 (3400–2620)
17	Джаргалант-Гол + Пограничный (МНР)	1.49	9.802	2.945	380 (3000–2620)
18	Южный (МНР)	0.60	3.932	1.229	470 (3490–3020)
19	Баян-Гол (МНР)	1.30	13.850	6.926	680 (3200–2520)
Сумма		25.64	211.451	85.667	
Средняя максимальная абсолютная высота распространения каменных глетчеров района					2982.1
Средняя минимальная абсолютная высота распространения каменных глетчеров района					2521
Средняя абсолютная высота средней линии участков распространения каменных глетчеров района					2751.6
Максимальная абсолютная высота распространения каменных глетчеров района					3490
Минимальная абсолютная высота распространения каменных глетчеров района					2160

Каменные глетчеры северо-востока Азии А.А. Галанин разделяет «по генезису (типу питания), морфологии и современной динамической активности на 1) простые и

комплексные, 2) лопастные (присклоновые), языковидные, лопатообразные, 3) активные и отмершие» (Галанин, 2008, 2005, с. 62).

Хороший обзор генезиса, терминологии, эволюции каменных глетчеров Алтая и их отличий от каменных потоков имеется в статьях Н.Н. Михайлова и др. (2009, 2004).

В Саянах каменные глетчеры упоминались в работе М.Г. Гросвальда (Гросвальд, 1959). Глетчеры, находящиеся на различных этапах формирования, неоднократно описывались нами в последние годы (Коваленко, 2011, 2011а; Коваленко и др., 2013; Коваленко, Мункоева, 2013).

Согласно Л.Н. Ивановскому (Ивановский, 1981): в развитии каменных глетчеров выделяется четыре этапа или стадии. Эти стадии формирования, их определение и распространение в глетчерах горного массива Мунку-Сардык мы подробно рассматривали ранее в статьях Вестника кафедры географии ВСГАО (Коваленко, 2011, 2014).

В последней работе, посвященной генезису наледей (Коваленко, Мункоева, 2013), произведена систематизация каменных глетчеров района Мунку-Сардык и даны признаки выделения их по морфологическим признакам, дано указание на их закономерное пространственное положение по латерали и привязка к определенному типу зональности рельефообразующих процессов в вертикальном направлении, отражающей нивально-гляциальную высотную зональность.

Полевые исследования каменных глетчеров в течение последних десяти лет и результаты ГИС-обработки космических снимков позволили построить карту их распространения на исследуемой территории и выделить отдельные участки их наибольшего распространения (рис. 1, Коваленко, 2014). Участки скопления каменных глетчеров на карте оконтурены, каждому отдельному участку для удобства работы с ним дано собственное название. Общая площадь областей распространения каменных глетчеров на исследованной территории, включая современные открытые части ледников, определенная в программе ArcView, составляет 25.64 км², суммарная длина периметра — 211.45 км, суммарная длина языков или полос, в пределах которых наблюдаются каменные

глетчеры составляет 85.67 км. Другие статистические параметры приведены в таблице.

Отнесение суммарной площади всех этих гляциально-нивалных объектов и общей площади исследований дает нам параметр относительного запаса холода, который можно сравнивать с аналогичными данными других районов.

В этой статье мы продолжим описание каменных глетчеров района Мунку-Сардык и постараемся рассмотреть здесь только самых ярких, наиболее детально исследованных их представителей, чаще всего образованных на послеледниковом этапе развития регрессивных ледников, т. е. после голоценового термального максимума. Описание, дряхлых и почти исчезающих каменных глетчеров, таких как на участке Длинный, как правило, находящихся на четвертой стадии развития, здесь мы рассматривать не будем, чтобы не перегружать статью и не утомлять читателя. Последовательность (стадии развития по Л.Н. Ивановскому, 1981) формирования глетчеров в районе, их определение и распространение мы подробно рассматривали ранее в статьях Вестника кафедры географии ВСГАО за 2011 г., в № 1 и за 2014 г. в № 1, с. 20–21 (Коваленко, 2011, 2014). Здесь мы лишь лишним раз подчеркнем, что по нашему твердому убеждению эти стадии являются не только стадиями жизни каменных глетчеров, но и являются **конечными этапами эволюции ледников регрессивной стадии оледенения района горного массива Мунку-Сардык.**

Глетчер Рыжий. Гляциальный морфологический комплекс Рыжий³ расположен в пределах участка Солярис (участок 1) и относится к первому СВУК и изучен нами летом 2010 года под одноименным пиком (3129 м), у подножья которого находится его главный кар.

Современный каменный глетчер расположен в самой верхней части комплекса в одном километре к северу от оз. Солярис. Экспозиция кара на юг-юго-запад, дно трога лежит на высоте 2900 м, длина находящегося здесь глетчера составляет 300 м. Глетчер накладывается на нижележащий более

³ Названия всех палеоледников, их СВУК, упоминаемых в данной статье см. Коваленко, 2011.

древний глетчер Древне-Рыжий (2-й СВУК). Их суммарная длина при этом составляет примерно один километр (рис. 2). Глетчер характеризуется отсутствием открытой поверхности льда. Погребенный лед скрыт под современной осыпной мореной с многочисленными свежими трещинами-провалами различных направлений: продольного, диагонального и поперечного типов. Борты трещин сложены остроугольными гранитными осколками и чрезвычайно неустойчивы.

Донные площадки трещин совершенно не выражены или имеют первые метры в ширину и первые десятков метров в длину. Местами, особенно в самой верхней части глетчера в интервале высот 2860–2880 м, между камней просматривается белый сливной лед и небольшие снежки. Обломки в морене свежие, не покрыты какой-либо органикой. Следовательно, глетчер находится на второй – третьей стадии развития.

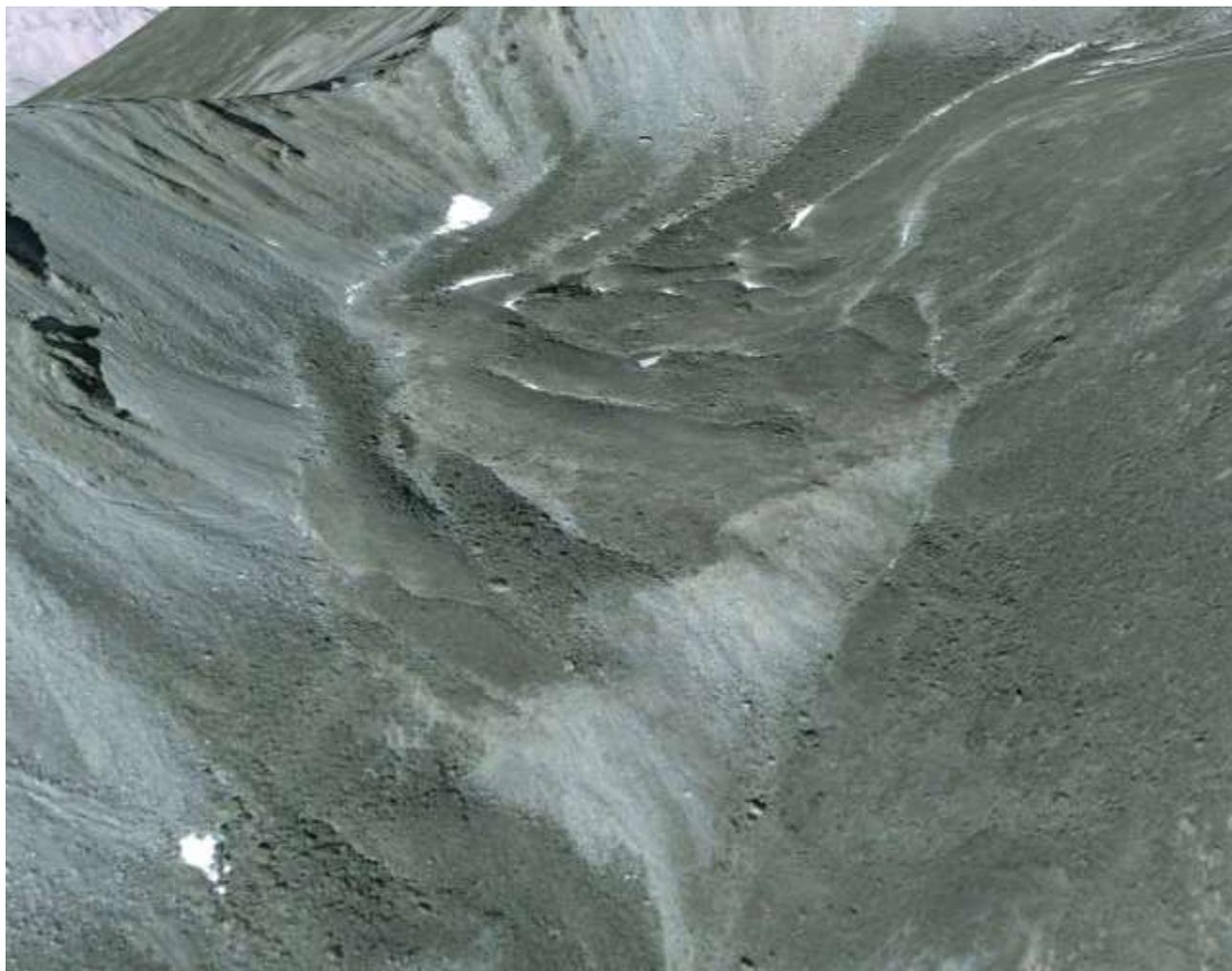


Рис. 2. Глетчер Рыжий (верх) вместе с Древне-Рыжим (низ), общей длиной до 1 км.

Fig. 2. The Foxy gletcher (top) together with Old Foxy one (bottom) of total length up to 1 km.

Конечные части современной осыпной морены наблюдаются на абсолютных высотах 2797–2780 м. Здесь они в виде крутых уступов налегают на неровную бугристо-западинную поверхность древней морены ГМК Древне-Рыжего, которая простирается до берега живописного горного ледникового озера

Солярис (урез воды 2625 м) в виде огромного бугристо-грядово-западинного каменного поля последней 4-й стадии развития каменного глетчера, когда наличие погребенного льда под мореной можно только предполагать. Гранитные осколки осыпной морены обильно покрыты лишайниками и мохом, на

мелкоземе цветут маки. Большинство трещин-провалов имеют почти горизонтальные, плоские донные площадки, с отложением песка и мелкозема, и крутые неустойчивые склоны. Конечный уступ морены круто нависает над берегом озера, постоянно осыпается, создавая впечатление свежести. Формирование такой сложной осыпной морены, видимо, стало возможным из-за экспозиции кара на юг, юго-восток, когда солнечная активность не давала возможности накапливать достаточное количество льда необходимого для формирования кара и выноса каменного материала со льдом за его пределы.

Древне-Рыжий ГМК относится ко второму СВУК (2820 м) и имел максимальное развитие 300 лет назад.

Следующим участком распространения каменных глетчеров является Жохойский (участок 4, рис. 3). Его площадь составляет 2.73 км²; периметр — 27.01 км; длина максимально длинного языка — 7.05 км, суммарная длина остальных участков с языковидными, и серповидными внутрикаровыми глетчерами составляет 5.38 км; вертикальный размах территории участка — 800 м и простирается он от отметки 3100 м у южного подножия горы Жохой (3110 м) и пика Авиастроитель (3236 м) до отметки 2300 м. (Коваленко, 2014). Наиболее яркими представителями глетчеров участка являются: Неисследованный, Рыжий, Авиастроитель, Жохойский, Сибирской Дивизии, XXVI Партсъезда и 60 лет Победы ВОВ.

Глетчер Авиастроитель. Относится ко второму СВУК и расположен на высоте 2880 м на выровненной площадке кара палеоледника Восточный с восточной экспозицией. Название глетчеру дано по одноименному горному пику (3237 м) расположенному на главном хребте восточнее кара. Судя по уступу конечной современной морены, длина глетчера составляет 600 м. Палеоледник, оставивший современный глетчер существовал, вероятно, синхронно с палеоледником

Древне-Рыжим, оставил после себя довольно широкий кар и протяженные осыпные морены (до 1.0 км), достигающие кара более древнего палеоледника Солярис (3-й СВУК).

Глетчер Неисследованный. Находится в пределах участка Неисследованного (участок 2) и занимает кары одноименного палеоледника третьего статистического уровня каров и трогов и палеоледника Темного четвертого СВУК. Дно кара п/л Неисследованного имеет интервал абсолютных отметок от 2620 до 2720 м, стенка возвышается на высоту еще 120 м и выше, до абсолютных отметок 2840 м, близлежащий перевал имеет высоту 2850 м, с юга расположен пик Рыжий (3129 м) с севера — высота 3032 м. Кар п/л Темного имеет абсолютные отметки дна на высоте 2520–2400 м, высота стенки была более 100 м, длина короткого трога около 1000 м. Трог п/л Темного имеет висячее устье на абсолютной высоте 2400 м, возвышающееся над долиной р. Жохой (2280 м) на высоту 120 м (см. Коваленко, 2014, рис. 3). Общая площадь глетчера по дистанционным данным достигает 0.43 км², а периметр – 7.64 км, вертикальный размах — 280 м (2680–2400 м), длина — более 1000 м.

Следующим участком распространения каменных глетчеров является Жохойский (участок 4, рис. 3). Его площадь составляет 2.73 км²; периметр — 27.01 км; длина максимально длинного языка — 7.05 км, суммарная длина остальных участков с языковидными, и серповидными внутрикаровыми глетчерами составляет 5.38 км; вертикальный размах территории участка — 800 м и простирается он от отметки 3100 м у южного подножия горы Жохой (3110 м) и пика Авиастроитель (3236 м) до отметки 2300 м. (Коваленко, 2014). Наиболее яркими представителями глетчеров участка являются: Неисследованный, Рыжий, Авиастроитель, Жохойский, Сибирской Дивизии, XXVI Партсъезда и 60 лет Победы ВОВ.

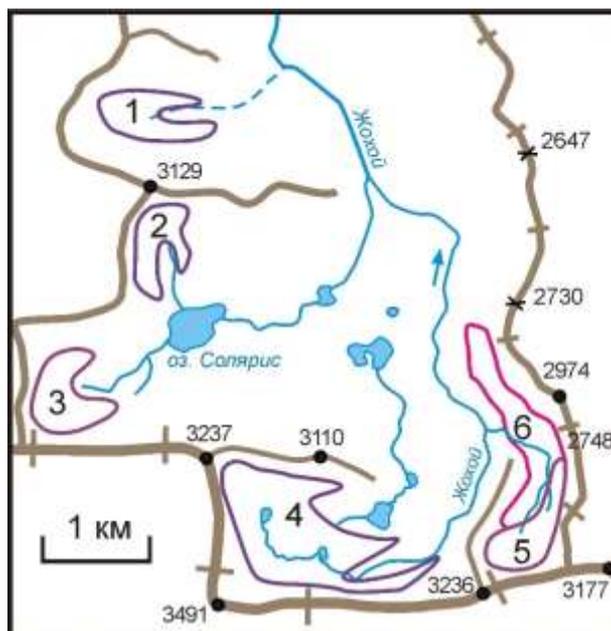


Рис. 3. Глетчеры верховой р. Жохой (участок 4): 1– Неисследованный, 2– Рыжий и Древне-Рыжий, 3– Авиастроитель, 4– Жохойский, 5– Сибирской Дивизии, 6– XXVI Партсъезда и 60 лет Победы ВОВ.

Fig. 3. Gletchers in upper currents of the Zhokhoy River (section 4): 1– Unexplored, 2 – Foxy and Old Foxy, 3 – Aircraft Builder, 4 – Zhokhoysky, 5 – Siberian Division, 6 – XXVI Party Congress and 60 Years of Victory of the Second World War.

Глетчер Жохойский. Находится в верховьях р. Жохой, севернее п. Пограничный (3491 м) и относится к гляциальным образованиям первого среднестатистического уровня. Абсолютная высота ложа кара 3100 м, его экспозиция юго-восточная, длина 300 м, ледники могли уходить до 500 м. Глетчер во всем подобен вышеописанным. На нем полностью к настоящему времени отсутствует открытый лед, но выпуклая форма моренных валов-уступов, разделенных неглубокими трещинными провалами, говорит нам о том, что под небольшим плащом осыпной морены еще в достаточных количествах содержится погребенный лед.

В недалеком прошлом ледник брал свое начало в небольшом каре и создавал современную конечную осыпную морену, заканчивающуюся в 300 м от кара, и, частично успел заполнить нижележащий древний кар п/л Древне-Жохойского (2-й СВУК), двигаясь к озеру Высокому и впадая в него с запада широким и мощным глетчерным (моренно-глыбовым) потоком шириной до 150 м с крутизной уступа до 40° и высотой до 60–80 м (лопатовидный тип глетчера). Суммарная длина

получившегося глетчера при этом составила 800 м. Этот объединенный глетчер, по всей видимости, находится на второй стадии развития. Правый его язык узкой полосой следует правее озера Высокого через кар палеоледника Восточного (уровень 2880 м) по правому борту долины мимо озера Песчаного до кара палеоледника Пустого (уровень 2820 м). Левый борт долины и центральную ее часть на этом интервале занимает глетчер третьей или четвертой стадии того же глетчера. Существование одного и того же глетчера, находящегося на разных стадиях развития, обусловлено разностью в солнечной освещенности левого и правого бортов широтного простираения долины верховой Жохоя.

Глетчер Сибирской Дивизии (рис. 4–5). Назван по близлежащей высоте 3236 м и относится к гляциальным образованиям первого среднестатистического уровня. Дно кара, из которого вдоль правого затененного склона выдвигается глетчер, лежит на высоте 2980 м. Экспозиция геоморфологически выработанной троговой долины занимаемой глетчером север-северо-восточная, длина его свыше 1000 м. Тело глетчера языковидное с

неровным обрывистым осыпным левым бортом тяготеет к правому борту троговой долины. Глетчер напитался, вероятно, как собственным льдом, так и льдом ледника Радде.

Последнее относится к той его части глетчера, что лежит под пер. XXVI Партсъезда (2748 м).



Рис. 4. Глетчер Сибирской Дивизии (крупно-глыбовая поверхность по правому борту трога) перекрывающий глетчер палеоледника 60 лет Победы ВОВ (мелко-глыбовая более выровненная поверхность с левого борта).

Fig. 4. The Siberian Division gletcher (large-block surface on the starboard side of the trog) overlapping the paleogletcher 60 years of the Victory of the Second World War (fine-block more leveled surface on the port side).

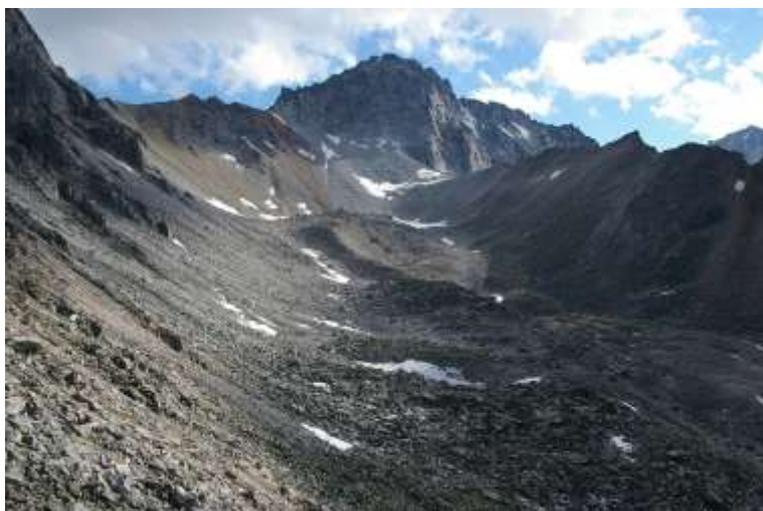


Рис. 5. Кар и трог заполненный глетчером Сибирской Дивизии.

Fig. 5. Kar and trog filled with the Siberian Division glacier.

Глетчер перекрывает своим левым обрывистым неровным краем (живая крупноглыбовая осыпь, состоящая из материала

осыпной морены) верхнюю часть более древнего каменного глетчера палеоледника 60 лет

Победы ВОВ. Последний, вероятно, находится на 3-й или 4-й стадии развития.

Ниже по долине глетчер Сибирской Дивизии перекрывает по правому борту глетчер XXVI Партсъезда, а по центру долины

глетчер 60 лет Победы ВОВ. Оба глетчера тянутся вниз по долине более чем на 2000 м и находятся на 3-й или 4-й стадиях развития (рис. 6).



Рис. 6. Глетчеры третьего СВУК XXVI Партсъезда (по правому борту троговой долины) и 60 лет Победы ВОВ (по центру долины).

Fig. 6. Glaciers of the third SVUK of the XXVI Party Congress (on the starboard side of a trog valley) and 60 years of the Victory of the Second World War (in the center of the valley).

Ледник-глетчер Радде. Этот ледник, расположенный на участке № 5, медленно превращается в каменный глетчер и относится к первому самому высокому среднестатистическому высотному уровню каров и трогов горного массива Мунку-Сардык (1-й СВУК) (Коваленко, 2011). Верхняя часть открытой поверхности льда ледника Радде из-за труднодоступности почти не исследована. Наблюдения за нижней линией открытой поверхности льда мы ведем с 2005 года, результаты обобщены в ряде статей (Дроздова и др., 2006; Коваленко и др., 2009; Китов и др., 2009; Коваленко и др., 2010; Иванов и др., 2010) и ее местоположение за все эти годы совершенно не изменилось. Ледник-глетчер Радде (открытая часть ледника + каменный глетчер) в нижней своей части имеет лопатовидный широкий глетчерный язык с двумя

краевыми водными стоками (рис. 7). С дневной поверхности лед глетчера прикрыт современной свежей осыпной мореной протяженностью 370 м. Этот глетчер в настоящее время находится на второй стадии с активным развитием трещин-провалов диагонального, продольного и поперечного типов. Конечный фронтальный уступ, являющийся характерным элементом всех глетчеров района, сложен самыми крупными обломками осыпной современной морены и был сформирован, вероятно, также, как и на леднике Перетолчина, в 1900 году или несколько раньше. На краю фронтального уступа современной морены существует небольшое озеро, названное нами Озерко Радде. Вся система подземных стоков современного ледника Радде и его глетчеров является географическими истоками реки Белый Иркут.



Рис. 7. Лопатовидный ледник-глетчер Радде. Выше видна открытая часть ледника, внизу — Озерко Радде, над ним нависает фронтальный уступ осыпной морены.

Fig. 7. The spade-shaped gletcher glacier Radde. One can see an open part above the glacier and lake Radde at foot. A frontal ledge of the scree moraine hangs over it.

Глетчер ВСГАО. Глетчер также находится в пределах участка № 5 и относится ко второму СВУК и расположен на высоте 2700–2740 м на выровненной площадке кара одноименного палеоледника с северной экспозицией. В своей верхней части осложняется наложенным на него более молодым ледником-глетчером Радде. Общая площадь этих двух глетчеров составляет 0.72 км², периметр — 5.4 км; максимальная длина (от водораздела до нижнего окончания, плюс длина восточного языка, занимающего кар п/л Промежуточного (3-й СВУК) составляет 1.92 км; вертикальный размах — 400 м (3100–2700 м). Каменный глетчер ВСГАО по внешним

признакам (мощная до 3–5 м перекрывающая осыпная морена, субгоризонтальная вмещающая троговая долина (рис. 8) с северной экспозицией простираения) может иметь самый мощный подземный лед, который будет способен пролежать очень длительное время. Глетчер по всем признакам находится на второй–третьей стадиях развития и занимает трог одноименного п/л ВСГАО (2-й СВУК). Нижняя часть этого языка глетчера до сих пор продолжает сбрасывать моренный материал с висячего устья в кар п/л Шатаевой, что может указывать на продолжающееся движение погребенного льда.

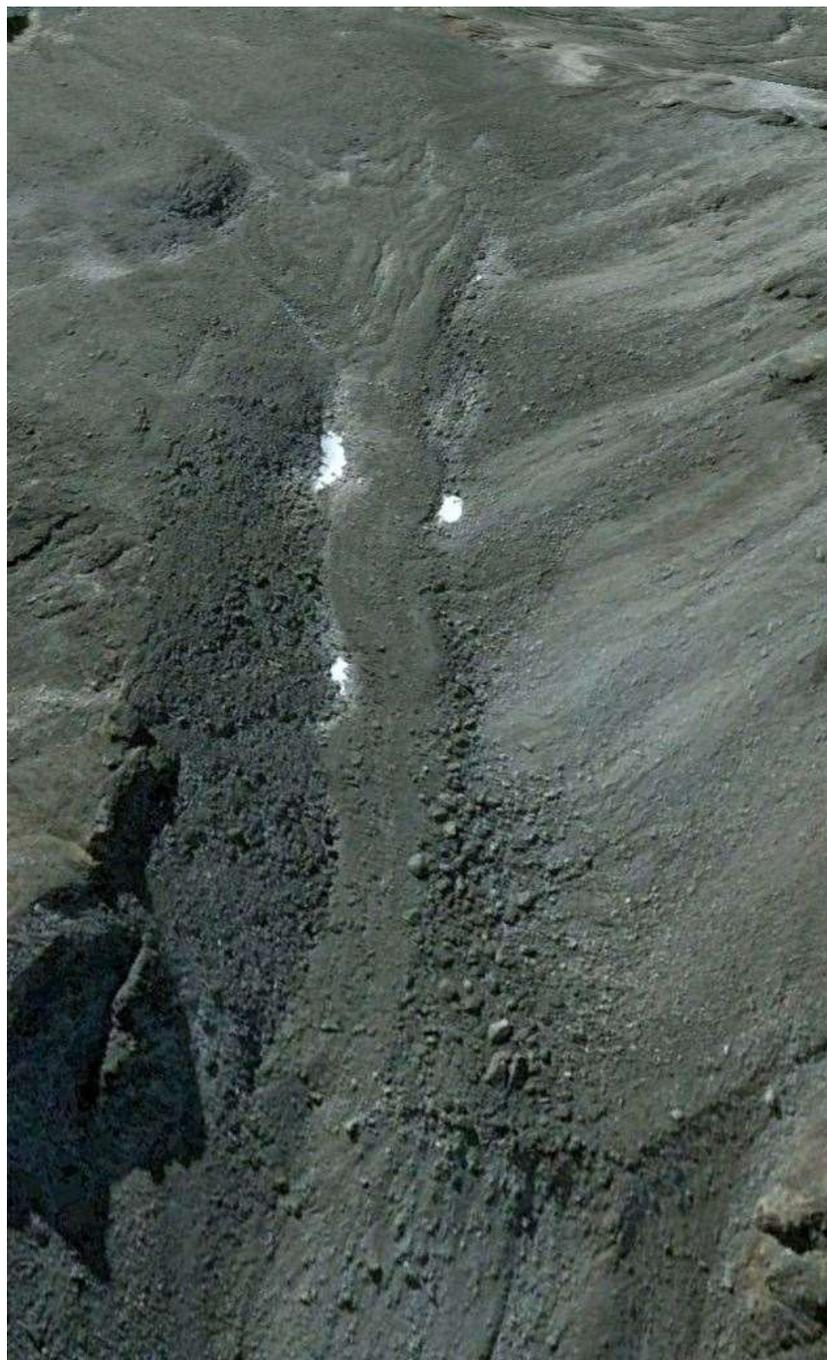


Рис. 8. Глетчер ВСГАО. Вид из космоса.

Fig. 8. The VSGAO gletcher. View from space.

Ледник-глетчер Перетолчина. Этот ледник находится в пределах участка № 7 и также как ледник Радде постепенно превращается в каменный глетчер. Он имел свои максимальные размеры, скорее всего, в середине или самом конце XIX века (1900 год).

Верхняя часть современного карового ледника Перетолчина имеет открытую поверхность льда. Нижняя масса льда ледника скрыта под мореной в виде каменного глетчера (рис. 9).



Рис. 9. Ледник-глетчер Перетолчина.

Fig. 9. The Peretolchin gletcher glacier.

Ледник под слоем осыпной морены и льда может иметь небольшой седловидный (с пологим ложем) кар, ригель и небольшой протяженности трог, занятый в настоящее время каменным глетчером. Этот ледник, как и ледник Радде, относится к первому среднестатистическому высотному уровню каров и трогов (1-й СВУК). Длина современного ледника-глетчера Перетолчина составляет 1250 м, от занимает собственный кар и кар палеоледника предшественника Древне-Северного (2-й СВУК). Еще ранее он имел языки, достигавшие длины более 2000 м. Предположительная максимальная толщина ледника по данным С.П. Перетолчина (1908) в начале XX века составляла 85 м, сейчас по данным геозондирования всего 30–40 м (Китов и др., 2014). Ледник начал интенсивно таять, вероятно, лишь с начала двадцатого века. Наблюдения С.П. Перетолчина столетней давности фактически отметили его максимальные размеры. За последние сто лет произошло значительное сокращение лишь открытой части ледника. Нижняя часть ледника как бы

перешла на подземный образ жизни, превратившись в каменный глетчер.

В нашем случае, формируемый каменный глетчер в нижних частях ледника Перетолчина, согласно вышеуказанной последовательности формирования каменных глетчеров Ивановского, находится на различных этапах развития. Первый этап, начавшийся, вероятно, еще в XIX веке, давно прошел. На этом этапе открытая, коротко-троговая часть ледника, в пологий своей части, занимающая кар палеоледника Древне-Северного, стала покрываться осыпной мореной. В настоящее время в этой троговой части ледника-глетчера находится каменный глетчер с характеристиками, отвечающими второму этапу.

В карово-коротко-троговых ледниках-глетчерах, к типу которых следует относить ледник Перетолчина, формирование глетчера на втором этапе происходит несколько по-иному, чем в настоящих карово-троговых ледниках, имеющих протяженные трогги. Здесь образования типичной абляционной морены не происходит, а вместо нее

формируется своеобразная морена из осколков пород, скатившихся с крутого интервала открытой части ледника и окружающих крутых скал. Скатывающиеся на огромной скорости по поверхности ледника обломки часто сталкиваются друг с другом или с лежащими на леднике глыбами и разбиваются на остроугольные обломки, скапливающиеся у подножья открытого льда или далеко улетая в середину уже отложившихся точно таких же обломков. По внешнему виду обломки очень похожи на породу отвалов подземных горных выработок, которые проходят буровзрывным способом. Такую морену мы предложили назвать **дислокационной осыпной мореной** или просто **осыпной мореной** (Коваленко, 2011). Подобные морены описаны в литературе у ледника № 33 в хр. Кодар (Штюрмер, 1962), на Алтае (Ивановский 1967) и др. Осыпная и абляционная морены, таким образом, отличаются генетически и морфологически⁴.

Ледники-глетчеры, перекрытые осыпные моренами, формируются вблизи крутых стенок каров и длительное время живут в карах, испытывая в зависимости от погодных условий и климата этапы абляций или осцилляций. Постоянная смена этих процессов удерживает положение края ледника длительное время на одном и том же месте. Открытая круто-наклонная поверхность льда таких ледников напоминает ледники, стоящие у стенки и опирающиеся на свои субгоризонтальные части, как правило, погребенные под небольшим слоем осыпной морены. Это последняя стадия исчезновения открытого льда отступающих ледников регрессивной стадии оледенения высокогорных районов и подробно в литературе еще не описана. Это стадия карового умирания ледников путем сокращения площади открытого льда (области питания) не с нижней части (низ их обычно давно погребен под осыпной мореной), как это бывает в карово-долинных ледниках, а с верхней части. Поэтому, учитывая все вышесказанное,

фиксировать нижнюю границу открытой части ледника не имеет смысла. В чем мы в последнее время прекрасно и убедились, т.к. эта граница на ледниках Перетолчина и Радде с 2006 года по 2017 год нисколько не сместилась.

Осыпная морена формируется из остроугольных обломков в виде куч, валов, плащей. В ней собраны осколки совершенно разнообразного размера. Очень больших глыб почти нет или они присутствуют в единичных экземплярах, окруженные щебнисто-глыбовым среднеразмерным материалом. Увидеть подземный лед в такой морене чрезвычайно трудно. Лишь в некоторые годы наиболее интенсивной водной наледной подземной эрозии льда вдоль продольных трещин возможно появление осыпных рытвин, вернее провалов и воронок, на стенках и дне которых обнажается подземный лед, насыщенный остроугольными обломками. Иногда в таких провалах открываются протяженные ледяные пещеры, вымытые талой водой в погребенном льду. Мощность поверхностной морены во всех задокументированных случаях не превышала одного, полутора метров, и в среднем составляет всего один метр.

Ничего подобного в абляционных моренах не наблюдается. Чаще всего в них над промоинами-трещинами висят, соприкасаясь друг с другом, словно арочные мосты крупные камни, удерживающиеся от падения в полость лишь за счет трения и размера. Абляционная морена состоит, в основном, из более или менее окатанных обломков, часто огромных размеров, прошедших обработку и транспортировку внутри ледника, которые хаотически с большими воздушными промежутками нагромождаются друг на друга. В самых глубоких местах таких морен часто наблюдается нарастающий или новообразованный инфильтрационный лед. Относительные размеры глыб близки друг другу.

⁴ Прекрасные абляционные морены установлены нами в троговой части палеоледника ВСГАО (см. рис. 9).

Образуемые аккумуляционные формы рельефа глетчера, находящегося на втором этапе своего развития, в зависимости от преобладающей летней погоды, постоянно меняются. В засушливые маловодные годы формируются ровные, оползнеподобные блино- или лепешко-плащеобразные маломощные осыпные морены, покрывающие значительные площади открытого льда. В дождливые годы, особенно, когда идут ливневые теплые дожди (2006 г.), эта часть глетчера может исчезнуть, а накопленный обломочный материал в виде каменных селей и быстрых оползней по поверхности ледника съехать вниз по склону и сформировать очередную грядку в области развития глетчера третьего этапа. При этом на участке третьего этапа произойдет некоторая перестройка моренных форм, закрытие и сужение ложбин, сближение (скупивание) гряд и бугров.

Окончание ледника-глетчера Перетолчина представлено фронтальной грядой или уступом с максимальной высотой до 40 м в виде осыпи с обломками свежего облика. На ней не растет никакой растительности, очень мало мхов и лишайников. Материал уступа надвинут на морену предыдущего этапа оледенения, когда здесь существовал палеоледник Древне-Северный, который, как и ледник Перетолчина, превратился в глетчер на конечном этапе своего формирования.

Глетчер Древне-Северный. Как и глетчер ВСГАО, в своей верхней части перекрыт современным глетчером-ледником Перетолчина. Их совместная площадь составляет 1.34 км²; периметр — 7.81 км; вертикальный размах — 950 м (3490–2540 м); суммарная длина двух языков — 4 км. Один язык каменного глетчера спускается вдоль восточного подножия главной стены хребта по короткому тропу п/л Древне-Северного в кар п/л Пристенного и по нему достигает нижней своей частью абсолютной высоты 2540 м, второй лежит под глетчером ледника Перетолчина,

выходя из-под него за один километр до оз. Эхой и почти достигает этого ледникового озера.

Глетчеры этого участка, как и в случае с глетчером ВСГАО также имеют значительную мощность погребенного льда, которая сможет обеспечить им длительную жизнь в будущем.

Участок распространения каменных глетчеров **Буговекский** (№ 10 на рис. 1 и в табл. 1) расположен в истоках р. Буговек и имеет площадь 0.44 км²; его периметр составляет 5.58 км; общая длина каменных глетчеров, образующих два языка, около 1.6 км; вертикальный размах участка 260 м (2800–2540 м). Ярким представителем глетчеров этого участка является каменный глетчер Геологов (рис. 10).

Глетчер Геологов. Находится в верховьях р. Буговек, хорошо определяется из космоса и относится к гляциальным образованиям третьего среднестатистического уровня. Экспозиция тела на восток-северо-восток, длина 300 м. Выше него имеются небольшие образования глетчера Лейтенантов. Общая площадь этих глетчеров в верховьях Буговека составляет 0.44 км², периметр 5.58 км, абсолютная высота 2800–2600 м, суммарная длина двух языков составляет 1,6 км. Несмотря на то, что глетчер по высотным параметрам лежит в пределах третьего СВУК, он находится на третьей стадии развития с хорошо выраженной лопатообразной формой с мощным погребенным льдом.

Хорошие каменные глетчеры третьей и четвертой стадий наблюдаются вдоль склонов хребта северной и северо-восточной экспозиций по краю Окинского плато, по правому борту долины р. Средний Иркут и в верховьях рек Верхняя Ишунда и Средний Иркут. Здесь выделено три участка распространения каменных глетчеров: Верхнеишундинский (№ 12), Среднеиркутский (№ 13) и Длинный (№ 14).



Рис. 10. Глетчер Геологов в верховьях р. Буговек. Вид из космоса.

Fig. 10. Geologists gletcher in the upper current of the Bugovek River. View from space.

Среднеиркутский участок имеет площадь 2.14 км²; периметр — 11.52 км; общую длину трех полос распространения глетчеров 5.46 км; вертикальный размах участка — 400 м (2800–2400 м). Здесь за счет северо-

восточной и северной экспозиции склона водораздельного хребта с долиной р. Жохой, сохранилось несколько каменных глетчеров (рис. 11).



Рис. 11. Каменные глетчеры верховий р. Средний Иркут: 1– Звериный, 2– Банный, 3– Сухой.

Fig. 11. Stone gletschers in the upper current of the Middle Irkut River: 1– Animal, 2– Banny, 3– Sukhoi.

В пределах участков распространения каменных глетчеров на территории Монголии вблизи горы Мунку-Сардык также можно выделить (пока только по дистанционным данным) прекрасные каменные глетчеры и ледники-глетчеры.

В верховьях реки Западная в пределах участка № 15 имеются каменные глетчеры, находящиеся на 2–4 стадиях развития. Этот участок имеет площадь 2.02 км²; периметр равный 19.38 км; общую длину языков 4.45 км; вертикальный размах — 670 м (3200–2530 м).

Участок **Бурхан** (№16) в истоках руч. Озерного на территории Монголии имеет каменные глетчеры находящиеся на 1–4 стадиях развития, занимающие кары п/л Энтузиастов, Бурхан и ледника Пограничный. Общая площадь его составляет 1.82 км²; периметр — 10.5 км; длина с учетом всех языков — 4.85 км; вертикальный размах — 780 м (3400–2620 м).

Глетчер Энтузиастов. Этот ледник под перевалом 50-летия Победы в МНР (3000 м) совершенно перешел на «подземный образ

жизни», и относится к первому среднестатистическому высотному уровню каров и трогов (1-й СВУК). Абсолютная высота его кара 3040 м. Открытого льда нет. Длина современного глетчера 500 м. На наличие погребенного льда указывает стойкий запах углеводородов от разлагающихся водорослей под моренным чехлом. Длина языка этого ледника в ближайшем прошлом достигала более 1 км и лед в конце трога, соединяясь с ледниками Пограничным и Бурхан, двигался по долине руч. Озерный.

Участок **Джаргалант-Гол** расположен в верховьях одноименной реки и содержит каменные глетчеры, занимающие кары палеоледников Бабочка (1-й СВУК), 50-лет Победы ВОВ (2-й СВУК), Седло Мунку (2-й СВУК), Озерко (3-й СВУК). Общая его площадь составляет 1.49 км²; периметр — 9.8 км; общая длина его от ледника Бабочка до озерка в долине реки составляет 2.95 км; вертикальный размах — 380 м (3000–2620 м).

Ледник-глетчер Бабочка. Этот ледник-глетчер, как и глетчер Энтузиастов, является примером ледника с почти совершенно

ушедшей под землю открытой частью льда, у которого исчезла (стаяла) круто-наклонная часть льда, а оставшаяся, почти горизонтальная часть, продолжает постепенно покрываться осколками, скатившимися со склона кара. Абсолютная высота кара ледника 2900 м. Максимальная длина открытого льда здесь в 2008 году составляла всего 80–90 м. Этот ледник, почти превратившийся в каменный глетчер, относится к первому среднестатистическому высотному уровню каров и трогов (1-й СВУК). Длина современного глетчера 400 м. Длина языков этого ледника в ближайшем прошлом была 600 м. Лед в конце небольшого висячего трога, сбрасывался в долину р. Джаргалант-Гол.

Участок **Южный** (№ 18) имеет площадь 0.60 км²; периметр — 3.93 км; длину основных языков и серповидных каменных глетчеров — 1.23 км; вертикальный размах — 470 м (3490–3020 м). На этом участке находится один только ледник-глетчер Южный с открытой поверхностью льда.

На участке № 19 находится три каменных глетчера в виде полос-языков, общая длина которых составляет 6.93 км, а площадь — 1.30 км²; периметр — 13.85 км. Вертикальный размах территории участка составляет 680 м (3200–2520 м).

Общая особенность распространения каменных глетчеров на территории Монголии состоит в том, что все они или, по крайней мере, их верхние части лежат выше рассчитанной нами региональной снежной границы 2913.5 м (Коваленко, 2014).

Выводы

Выявление и оконтуривания областей распространения каменных глетчеров их количественные характеристики площадного распространения, на два порядка увеличивает количественные характеристики современного оледенения исследуемого района. Сравни современную цифру оледенения района полученную нами с учетом каменных глетчеров равную 25.64 км² и без учета их, равную 0.8 км², что в совокупности с количественными характеристиками других гляциальных объектов (длина региональной снеговой линии — у нас она равна 69.7 км, площадь открытого льда на ледниках — 0.8 км², площадь каменных потоков — >0.08 км²,

площадь снежников-перелетков, площадь распространения трещинно-жильного льда в скальных породах) в пересчете на единицу площади района дает возможность рассчитать параметр относительного запаса холода, который можно сравнивать с аналогичными данными других подобных районов.

При этом площадь наледей в пределах района исследований составляет 0.74 км² (Коваленко, Мункоева, 2014) и сравнима с площадью открытого льда современных ледников) и ее необходимо исключить из подсчетов, в связи с тем, что как показали последние исследования (Коваленко, Мункоева, 2013), их образование и строгая приуроченность местонахождения к эрозионному типу высокогорного рельефа в нашем районе указывает на их генетическое различие, поэтому рассматривать их в одном генетическом ряду, как это делается многими исследователями в настоящее время, не имеет смысла.

До окончательного решения вопроса о количественных запасах холода еще далеко. Настоящим исследованием мы только описали наиболее значимых представителей каменных глетчеров района. В ближайшем будущем необходимо выявить и оконтурить периметры и подсчитать площади всех каменных глетчеров (как представленных глетчерами первой стадии существования, так и последней — четвертой стадии) при помощи GPS-оконтуривания, и лишь тогда можно будет сделать правильные выводы о количественных параметрах современного оледенения района и тогда можно будет говорить более точно о запасах холода территории.

Литература

- Галанин А.А. Каменные глетчеры — особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии // Вестник ДВО.—2005.— № 5.— С. 59–70.
- Галанин А.А. Каменные глетчеры: История изучения и современные представления // Вестник СВНЦ ДВО РАН.— 2008.— №3.— С.15–33.
- Гросвальд М.Г. Каменные глетчеры Восточного Саяна // Природа. 1959. № 2. С. 89–91.
- Дроздова О.В., Коваленко С.Н. Геоморфологическое строение и современное оледенение района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян,

Бурятия) // Записки каф. географии ЕГФ ИГПУ, вып. 2. 2006. С. 33–46.

Иванов Е.Н. Динамика нивально-гляциальных геосистем гор юга Восточной Сибири : автореф. дис. ... канд. геогр. Наук. Ин-т географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. Иркутск, 2013. 22 с.

Иванов Е.Н., Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Современное состояние нивально-гляциальных геосистем горных массивов юга Восточной Сибири // Тематическое картографирование для создания инфраструктур пространственных данных / Материалы IX научной конференции по тематической картографии (Иркутск, 9–12 ноября 2010 г.). Иркутск: Изд-во ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2010. Т. 2. С. 140–143.

Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего востока). Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.

Китов А.Д., Вишняков К.А., Бадминов П.С., Крюкова И.Г., Оргильянов А.И. Вторая 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык и сезонные особенности прохождения // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2014. № 2–3. С. 73–78.

Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 101–108.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 2. Формы локального оледенения долин рек Бугота, Буговек, Средний Иркут и Жохой // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011а. № 2. С. 48–59.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркут // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011. № 1. С. 38–62.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого

Иркутск // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011. № 1. С. 38–62.

Коваленко С.Н. О границах и объемах современного оледенения района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2014. № 1. С. 19–31.

Коваленко С.Н., Ильинский В.А. Современные эрозионные формы рельефа района г. Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2010. № 1. С. 40–49.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2013. № 3–4 (8). С. 24–37.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Некоторые морфометрические параметры и характеристики наледей района г. Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2014. № 1 (9). С. 50–64.

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Дроздова О.В. Научные экспедиции клуба «Портулан» в район Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Записки кафедры географии естественно-географического факультета Иркутского государственного педагогического университета: Вып. 5. Иркутск: Изд-во ГОУ ВПО «Иркут. гос. пед. ун-т», 2009. С. 66–75.

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Мункоева Э.В., Зацепина Н.А. «Каменный глетчер» Белого Иркут // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2013. № 1–2. С. 29–37.

Михайлов Н.Н., Останин О.В. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов // Изв. Алтайского гос. ун-та, сер. Химия, география, биология. 2004. № 3 (33). С. 11–15.

Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения // Материалы гляциологических исследований. 2009. № 107. С. 97–102.

Штюрмер Ю.А. Некоторые наблюдения в высокогорье хребта Кодар // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. 1962. Вып. 5. С. 19–28.

Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

*Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
тел.: (3952)20-16-39,
Педагогический институт ИГУ,
доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, 6,
тел.: (3952) 24-04-91,
email: igrug@mail.ru.*

Акулова Юлия Васильевна,
*магистрант каф. динамической геологии,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
email: akulovaulia6184@gmail.com.*

Kovalenko Sergei Nikolaevich,
*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Assyistent Professor of the Dynamic Geology Chair,
tel.: (3952)20-16-39,
Pedagogical Institute of ISU,
Assyistent Professor of the Geography, Life Safety, and Methodology Chair,
664011 Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya str., 6,
tel.: (3952) 24-04-91,
email: igpug@mail. ru.*

Akulova Julia Vasyliевна,
*Undergraduate student, kaf. dynamic geology,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: akulovaulia6184@gmail.com.*

Исторические обзоры

УДК 553.69 (622)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.154>

История открытия Ботогольского графитового месторождения. Мифы и факты

С.В. Снопков¹, А.В. Хобта², И.А. Богданова¹

¹*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

²*Музей истории ВСЖД ОАО РЖД, Иркутск, Россия*

Аннотация. Ботогольский графитовый рудник, расположенный в Окинском районе Республики Бурятия, был одним из первых горнодобывающих предприятий Прибайкалья. История открытия и разработки Ботогольского графитового месторождения не только имеет много «белых пятен», но и широко распространенных мифов. В статье приводятся данные об открытии и начальном этапе разработки месторождения высококачественного графита.

Ключевые слова: *Восточные Саяны, Ботогольский голец, месторождение графита, Жан-Пьер Алибер, Семен Черепанов, Григорий Пермикин, Мариинский прииск, графитовый рудник.*

History of discovery of the Botogol graphite deposit. Myths and facts

S.V. Snopkov¹, A.V. Khobta², I.A. Bogdanova¹

¹*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

²*Museum of the History of the All-Russian Railways, Irkutsk, Russia*

Abstract. The Botogol graphite mine, located in the Oka district of the Republic of Buryatia, was one of the first mining enterprises of the Baikal region. History of the discovery and development of the Botogol graphite deposit has not only many "white spots", but also widespread myths. The article provides data on discovery and initial stage of development of a high-quality graphite deposit.

Keywords: *Eastern Sayan, Botogol char, graphite deposit, Jean-Pierre Aliber, Semyon Cherepanov, Grigory Permikin, Mariinsky mine, graphite mine.*

Введение

Расположенное в Восточных Саянах Ботогольское графитовое месторождение было открыто и начало разрабатываться ещё в середине XIX века. Уникальный по чистоте графит добывался полтора столетия — до начала 90-х годов XX века.

Месторождение находится на вершине Ботогольского гольца (рис. 1). Графитовое орудование приурочено к интрузии щелочных нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса, прорывающей позднепротерозойские известняки и сланцы. Сиенитовый массив находится вблизи мощного разлома и приурочен к замку антиклинального изгиба метаморфической толщи. Образование и

отложение графита связано с циркуляцией гидротермальных растворов по ослабленным зонам с замещением им силикатных и известковых минералов. Источником углерода являлись содержащие битуминозное вещество кристаллические известняки, которые подверглись преобразованию при внедрении магматического расплава. Графитовые тела имеют общую субмеридиональную ориентировку, и залегают, в основном, внутри сиенитового массива, реже на контакте его с вмещающими породами. Рудные тела имеют форму жил, зон и различных по размерам гнезд. Длина их по падению достигает 25–50 м. Общая площадь месторождения составляет около 3 км² (Государственный... 2019).

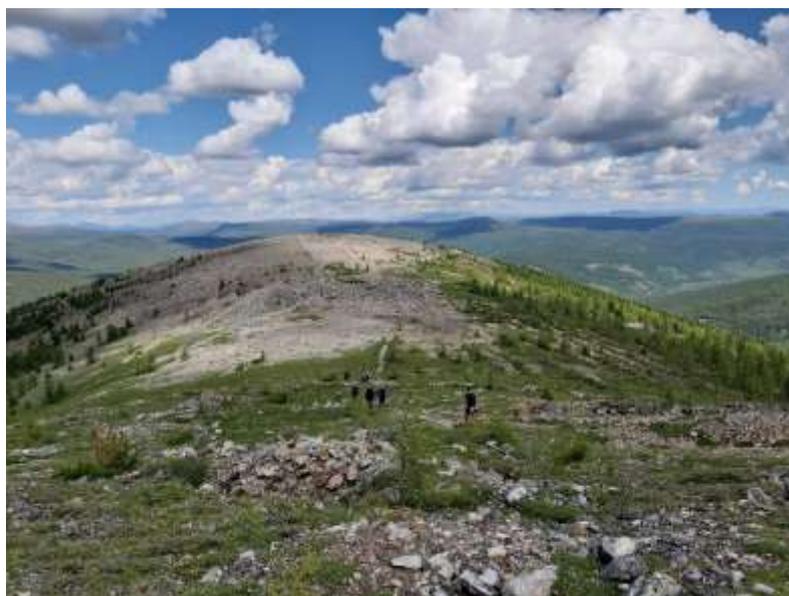


Рис. 1. Ботогольский голец, Восточные Саяны (2021 г.).

Fig. 1. Botogol mount, Eastern Sayan (2021).

За время эксплуатации месторождения было обнаружено более 20 графитовых залежей (рис. 2). Часть из них к настоящему времени полностью выработаны. Всего на руднике было добыто около 910 тыс. тонн графитовой руды превосходного качества с содержанием углерода от 60 до 98 %. Согласно информации Департамента по недропользованию по Дальневосточному федеральному округу (Приказ от 07.09.2020 № 1504), по состоянию на 1 января 2020 г. на месторождении запасы руд с содержанием углерода 60 % и выше по категории В+С₁

оцениваются в количестве: 100 тыс. тонн руды и более 40 тыс. тонн чистого графита.

Несмотря на то, что в настоящее время рудник не работает, интерес к месторождению и истории его освоения не только не снижается, а заметно растет. Становятся доступными ранее неизвестные документы, появляются новые геологические и исторические исследования, связанные с Ботогольским месторождением. К сожалению, вместе с новыми фактами в дополнение бытующим десятилетиями мифам появляются новые заблуждения, касающиеся истории знаменитого месторождения.

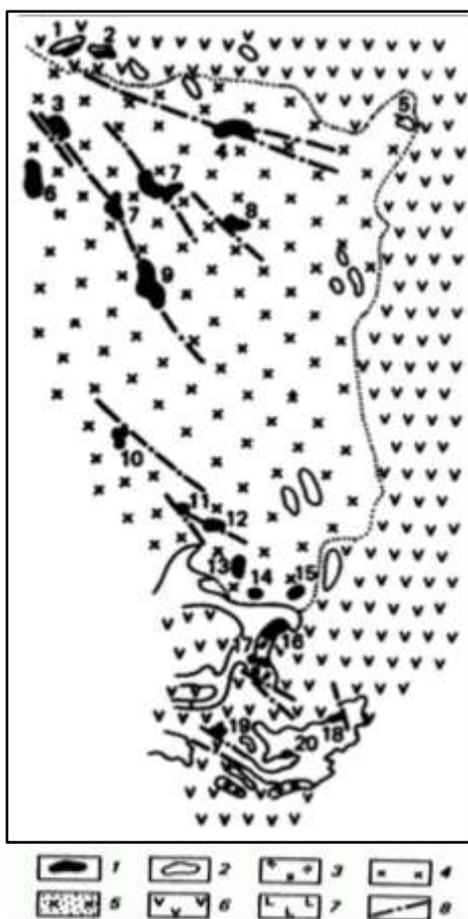


Рис. 2. Распределение графитовых залежей в Ботогольском массиве (по Р.В. Лобзовой, 1975).

1 – графитовые залежи (1 – Верхняя, 2 – Северная, 3 – Петровская, 4 – Корнельевский шток, 5 – Аномалия № 4, 6 – Аномалия № 18-19, 7 – Юго-Западная, 8 – Некрасовский шток, 9 – Аномалия № 17, 10 – Пермский шток, 11 – шток Новый, 12 – Алиберовский шток, 13 – Большой шток, 14 – Второй южный шток, 15 – Юго-Восточный шток, 16 – Ильинская, 17 – Жила, 18 – Клемешевский, 19 – Южный шток, 20 – гнездо Шарик); 2 – ксенолиты мраморов; 3 – скарновые породы; 4 – лейкократовые нефелиновые сиениты; 5 – нефелиновые сиениты графитизированные; 6 – пироксеновые сиениты; 7 – апокарбонатные фениты; 8 – разрывные нарушения.

Fig. 2. Distribution of graphite deposits in the Botogol massif (after R.V. Lobzova, 1975).

1 – graphite deposits (1 – Upper, 2 – Northern, 3 – Petrovsky, 4 – Kornelevsky stock, 5 – Anomaly No. 4, 6 – Anomaly No. 18, 19, 7 – South-Western, 8 – Nekrasovsky stock, 9 – Anomaly No. 17, 10 – Permikinsky stock, 11 – stock Novy, 12 – Aliberovsky stock, 13 – Bolshoy Stock, 14 – Second Southern Stock, 15 – South-Eastern Stock, 16 – Plyinsky, 17 – Zhila, 18 – Klemeshevsky, 19 – Southern Stock, 20 – Socket Sharik); 2 – xenoliths of marbles; 3 – scarlet rocks; 4 – leukocratic nepheline syenites; 5 –

nepheline syenites graphitized; 6 – pyroxene syenites; 7 – apocarbonate phenites; 8 – faults.

За время эксплуатации месторождения было обнаружено более 20 графитовых залежей (рис. 2). Часть из них к настоящему времени полностью выработаны. Всего на руднике было добыто около 910 тыс. тонн графитовой руды превосходного качества с содержанием углерода от 60 до 98 %. Согласно информации Департамента по недропользованию по Дальневосточному федеральному округу (Приказ от 07.09.2020 № 1504), по состоянию на 1 января 2020 г. на месторождении запасы руд с содержанием углерода 60 % и выше по категории В+С₁ оцениваются в количестве: 100 тыс. тонн руды и более 40 тыс. тонн чистого графита.

Несмотря на то, что в настоящее время рудник не работает, интерес к месторождению и истории его освоения не только не снижается, а заметно растет. Становятся доступными ранее неизвестные документы, появляются новые геологические и исторические исследования, связанные с Ботогольским месторождением. К сожалению, вместе с новыми фактами в дополнение бытующим десятилетиями мифам появляются новые заблуждения, касающиеся истории знаменитого месторождения. Целью данной статьи является восстановление хронологии открытия графитового оруденения в Восточных Саянах.

Мифы об истории открытия и разработки графитового месторождения на Ботоголе появились еще в XIX веке. Российский купец французского происхождения Жан-Пьер Алибер (рис. 3), первым начавший разработку месторождения, сам стал автором ряда подобных историй. Преследуя цель найти инвестиции в свои коммерческие проекты Жан-Пьер активно рекламировал свою деятельность. При этом он представлял ситуацию так, как ему было выгодно, часто не упоминая о многих обстоятельствах, приведших к открытию месторождения, изменяя даты событий и роль многих участников графитовой эпопеи. Многие исследователи истории эксплуатации месторождения, в отсутствие документов, также невольно становились распространителями старых и создателями новых мифов.



Рис. 3. Жан-Пьер Алибер.

Fig. 3. Jean-Pierre Aliber.

Историю открытия графитового месторождения в Восточном Саяне сам Алибер излагал так: «В 1846 г., быв, по торговым делам, в Восточной Сибири, я познакомился с горными местностями этого края и, смотря на богатство разнородных каменных пород Саяна и его отраслей, предположил обозреть цепь гор, лежащих подле китайской границы, с целью осуществить давно питаемое мною желание отыскать хороший графит. Для этого собственно сделал я несколько поездок на линии водораздела рек Иркутта, Китоя, Белой и Оки, с целью осуществить давно питаемое мною желание отыскать хороший графит. Во многих местах этих горных стран я встречал разные валуны графита и, наконец, после долгих постоянных трудов и усилий, мне представился счастливый случай открыть коренное месторождение этого минерала в одном из отрогов Саянского хребта, в недрах Ботугольского гольца...» (Алибер, 1854, с. 14). Позднее в своих проспектах Алибер именовал себя, как «inventeur du graphite de Sibéri» — изобретатель сибирского графита, подчеркивая свою приоритетную роль в открытии месторождения.

Вслед за Алибером эту версию приводят и его биографы. Например, сотрудники Горной

школы и Университета Парижа Лидия и Жак Туре пишут, что, добравшись в 1841 году до Иркутска Алибер начал «...свои разведывательные работы в районе озера Байкал, следуя по рекам, спускающимся из Восточного Саяна. Удивительные минералогические находки заставили француза позабыть про меха и полностью углубиться в разработку полезных ископаемых. Во-первых, он обнаружил небольшие месторождения серебра и золота, некоторые из которых действуют и по сей день. Во-вторых, в русле небольшого притока Оки, обозначенного им как «Torrent Onot» (река Онот), он нашел большие зеленоватые валуны твердой породы, оказавшиеся разновидностью жадеита (нефрита).» (Туре, 2020, с. 45-46). Описанный выше вклад Алибера в открытие графита, а тем более нефрита и золота, является чрезмерно преувеличенным.

Сенсационным «открытием» стало «обнаружение» профессором Иркутского государственного университета В.И. Зоркиным сведений о том, что за полтора столетия до Алибера ботогольский графит обнаружили иркутские казаки. В монографии «Иркутские градоначальники» Зоркин пишет: «...читая донесение Кислянского, я понял, что открытие графита сделано было более чем за 160 лет до Алибера! Именно в 1684 г., когда рудознатец Анисим Михалев привез Кислянскому из Тункинской долины руду или, как пишет в отписке воевода, «называют её по-немецки «оловко», а по-русски — «карандаш самой прямой». Если бы знал казак, что он открыл!» (Зоркин, 2006, с. 78-79) Вслед за В.И. Зоркиным новый миф был воспроизведен в статьях сотрудников Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН И.П. Андреевой и З.А. Бессудновой: «Первые сведения о графите в этом районе относятся к 1684 г., когда иркутский голова Л.К. Кислянский, живописец и знаток горнорудного дела, доложил о найденной в Тункинской долине казаком А. Михалевым руде, названный им «карандаш самой прямой» (Андреева и др., 2017, с. 73; Андреева и др., 2020, с. 55).

В действительности же, авторы этого мифа стали жертвой невнимательного прочтения исторических документов. Источником для подобного утверждения стало упоминание о находке графита в Прибайкалье в

отписках Иркутского воеводы Леонтия Кислянского Енисейскому воеводе князю Щербатову. Правда речь там идет не о Тункинской долине и Восточных Саянах, а о западном побережье Байкала!

Кислянский докладывал Енисейскому воеводе: «...в нынешнем же в 192 (1684) году, мая в 6 день, в Иркутке в приказной избе передо мною десятник казачий Данилко Уразов да Иркутский казак Сидорко Васильев сказали: слышали они... есть подле Байкала озера, по сю (эту) сторону, между реками большой и малой Бугульдейками, слюда, ...Братские люди (буряты) ту слюду видят беспристанно ...послал я из Иркутка вверх по Куде реке, нынешнего ж 192 года, мая в 6 день, Иркутского пятидесятника казачьего Онисима Михалева, да с ним кузнеца Иркутского посадского человека Сенку Семенова, да обротчика Пашка Никитина, да толмача Мишку Епифанова ...со снастью, какой слюду ломают... и велел им, проводывая и спрашивая про ту слюду и про иные всякие узорочья, где будет ведают или впредь обещут...» (Отписки... 1867, с. 326-327). В следующей отписке иркутский воевода пишет: «И нынешнего 192 года мая и июня в разных числах, Иркутские казаки пятидесятник казачий Анисим Михалев из Бугульдеихи, Яков Турчанинов, Васка Коротов с Витиму реки, Ерошка Могулев с усть (истока) Байкала озера приехали, и в Иркутке в приказной избе подали мне своими руками доезды (отчеты), а в доездах их написано: по указу де великих государей, ездили они Онисим с товарищами из Иркутка к Байкалу озеру до малой и большой Бугульдеих рек и за большую Бугульдеиху реку, и по тем рекам и меж реками руды и слюды и всяких узорочей сыскивали со всяким домогательством, и у ясаиных Брацких... мужиков, которые около того места живут и кочуют, спрашивали... за большой Бугульдеихой, близ Байкала озера, на горе, руда, а какая та руда не ведают; и ту руду привезли они Онисим с товарищами в Иркутский острог в приказную избу. А меж реками Бугульдеихами слюды и никакого узорочья не сыскали, и ...Брацкие мужики им не указали.» (Отписка... 1867, с. 331). И далее он описывает находки, которые отправляются в Енисейск: «...И те вышеописанные руды...

послал я в Енисейск с десятником казачьим с Мишкой Бутусиным: руды в двух ящиках, да в третьем мешочке, которые привез Онисим Михалев, ...в одном ящике руда, называют её по Немецки оловко, а по Русски карандаш самой прямой, про то я сам ведаю подлинно, а привозят его из Немец; и Онисим Михалев сказывает в горе есть де его много, и на том ящике подписано...» (Отписка... 1867, с. 333) Из документов следует, что обнаруженный в районе современной реки Бугульдейка графит никакого отношения к Ботогольскому месторождению не имеет. Следует также отметить, что графит достаточно широко распространен в Прибайкалье, где известен ряд рудопроявлений.

Кто же в действительности открыл ботогольский графит? Впервые о находках графита в районе реки Ботогол стало известно от начальника Тункинского пограничного отделения Семена Ивановича Черепанова. Черепанов (рис. 4) так описывал это событие: «В год моего приезда в Тунку (1838 г. - авт.), звероловную по преимуществу местность, был крайний недостаток свинцу... Я собрал у себя весь свинец, какой был, и между прочим при звероловах снял со старинных часов гири, свинцовые, обтянутые листовой медью, и шутя сказал: «Попробую из меди добыть свинец». Растопленные гири дали его, к удивлению зрителей.

— Через некоторое время является ко мне бурят и таинственно говорит, что-де ты нойон (господин) из меди добыл свинец, а мы тыныки (дураки) не можем его растопить, хотя у нас целая гора свинцу.

— Как, где?

— Вот посмотри. И он вынул несколько кусков графита (Черепанов, 1879, с. 51). Таким образом, информация о ботогольском графите появилась благодаря рассказу местных охотников о «свинцовой горе».

В 1839 году Черепанов побывал на Ботоголе, отобрал образцы графита и отправил их в Иркутск и Санкт-Петербург. В 1842 г. по указанию Черепанова крестьянин Кобелев добыл на Ботогольском гольце 30 пудов графита и его доставил на Иркутский солеваренный завод. Испытания графита на предмет возможности изготовления из него тиглей для золотоплавильни окончились

неудачно — привезенный графит оказался невысокого качества, был смешан с известью и песком и для производства огнеупорных «горшков» был не пригоден.



Рис. 4. С.И. Черепанов.

Fig. 4. S.I. Cherepanov.

В 1847 году Черепанов, находясь в Санкт-Петербурге представил несколько образцы ботогольского графита в Министерство финансов и просил принять месторождение в казну. Департамент Горных и Соляных дел провел анализ графита и, обсудив дело в экономическом отношении, не считал необходимым принять предложение Черепанова и предоставил последнему право самому «извлечь из своего открытия такую пользу, какая ему заблагорассудится». (Горный... 1879, с. 344).

Дальнейшие события Черепанов излагает так: «Но вдруг явился ко мне еврей Алибер, знакомый по Сибири, предложил мне за право на разработку графита 300 руб., — я взял их, потому что сидел на мели... После меня поддразнивали, что продал за 300 р. 7 миллионов.» (Черепанов, 1879, с. 51).

Один из первых исследователей истории открытия Ботогольского графитового месторождения А. Ушаков сообщает, что: «...г. Алибер, приобретая за бесценок маршинский (ботогольский — авт.) рудник, не слишком тоже рассчитывал на графит, а более совершил покупку в надежде отыскать здесь месторождение алмазов и изумрудов» (!)

(Горный... 1879, с. 344). Едва ли это утверждение соответствует действительности, так как описанная выше сделка была далеко не случайной, а скорее результатом целенаправленной деятельности Жан-Пьера Алибера. Позднее Алибер утверждал, что он приехал в Россию, специально чтобы найти графит, но анализ его коммерческой деятельности также вызывает сомнение в истинности этого утверждения.

Жан-Пьер Алибер родился 22 марта 1820 г. во Франции в городе Монтобан в католической семье торговца сукном. В возрасте 14 лет он приезжает в Финляндию в город Тавастгус, где открывает фирму по торговле мехами и французскими продуктами (Туре, 2020, с. 44). Бизнес Алибера был более чем успешным, так как в 1837 г. он переезжает в Санкт-Петербург уже в качестве первостатейного (!) Тавастгусского купца.

Когда же у торговца мехами возник интерес к минеральным богатствам Сибири? По сообщению академика А.Е. Ферсмана, в Санкт-Петербурге Алибер работал парикмахером и учителем французского языка у графа Льва Алексеевича Перовского (Гранина, 1958, с. 44). Перовский был вице-президентом Департамента уделов, с 1841 г. — министром внутренних дел, а с 1855 г. — министром уделов. Кроме того, он был большим любителем драгоценных и поделочных камней. Перовский сыграл большую роль в судьбе мастерского Екатеринбургской гранильной фабрики Григория Маркиановича Пермикина, который по заданию департамента уделов занимался поисками цветных камней в Прибайкалье. Возможно, именно Перовский заинтересовал молодого француза минеральными богатствами Сибири.

Так это или нет, однозначно ответить невозможно. Известно одно, что в Петербурге у Алибера просыпается жгучий интерес к Сибири. В 1840 г. Жан-Пьер получает разрешение на поездку в Сибирь, и в 1841 году впервые приезжает в Иркутск (Туре, 2020, с. 45). Но приезжает он не за мехами, как следовало бы ожидать от торговца пушниной. В период с 1841 по 1843 года в Красноярске и Иркутске он открывает магазины с мелочными галантерейными товарами; знакомится с местными чиновниками и предпринимателями; дает уроки французского языка и совершает

многочисленные поездки по всей Сибири. Цель и географию этих путешествий позволяет понять альбом сибирских акварелей Алибера, хранящийся в Парижском музее искусств и ремесел. За три года (кроме Иркутска и Красноярска) Алибер побывал в Тобольске, Омске, Томске, Барнауле, Ачинске, Кузнецке, Киринске, Якутске, Верхнеудинске, Кяхте и даже в Китае. Сплавался по Енисею и Лене.

Из альбома его акварелей недвусмысленно следует, что основной целью этих путешествий являлось знакомство с золотодобычей. Алибер побывал на ряде золотых приисков в Омской, Томской, Енисейской и Иркутской губерниях: Успенский и Великониколаевский прииски на реке Бирюса; Воскресенский, Аполлоновский и Петропавловский прииск на Алтае, Спасский, Никольский, Магдалинский, Иннокентьевский и Удерейский прииски по реке Удерей (правый приток Енисея севернее Красноярска). Алибер не только знакомится с технологией получения золота, но и участвует в качестве компаньона в разработке богатой золотоносной россыпи на реке Большая Пескина — прииск Иннокентьевский.

Интерес к золотодобыче у Алибер угас, когда у него появился новый, потенциально высоко прибыльный, но и столь же рискованный, проект — добыча графита.

Многие исследователи биографии Алибера сходятся во мнении, что о находке графита в Восточных Саянах француз узнал от Григория Маркиановича Пермикина, того самого чиновника особых поручений Петергофской гранильной фабрики, который искал и добывал в Прибайкалье поделочные камни. В период с 1841 по 1862 год Г.М. Пермикин открыл несколько месторождений лазурита на юге Байкала, и месторождение нефрита в Восточных Саянах (недалеко от Ботогольского гольца). Свыше 50 тонн лазурита и 8 тонн отборного нефрита им было отправлено в Петергоф. Несмотря, на то, что первые опубликованные сведения о сибирском нефрите появились ещё в 20-х годах XIX века, а в середине века Г.М. Пермикин уже занимался его добычей, Алибер открытие нефрита в Восточных Саянах приписывал себе.

По сообщению академика А.Е. Ферсмана Алибер и Пермикин хорошо знали друг друга, хотя ни тот, ни другой в своих отчетах ни одним словом не обмолвились об этом. По заверению польского ссыльного Б.И. Дыбовского, Алибер бывал в доме Пермикина, проживавшего в Култуке, и обучал детей французскому языку. Вероятно, именно от Пермикина Алибер узнал о богатствах Саянских гор и получил образцы ботогольского графита, которые увез в Европу для оценки их качества (Ферсман и др., 1921).

По словам Алибера графит интересовал его давно, поэтому информация о находках графита взбудоражила предпринимателя. В середине XIX века графит использовался для изготовления плавильных тиглей и карандашей. В Европе спрос на графит был велик, так как знаменитое Борроудельское месторождение графита, открытое в Англии ещё в середине XVI века, истощилось. Благодаря борроудельскому графиту Англия несколько столетий была монопольным поставщиком графита высочайшего качества, а карандашная фирма Брокмана не имела равных себе конкурентов. Начиная с XVII века графит начали добывать в Богемии, Моравии, Штирии и Испании, но его качество сильно уступало Борроудельскому. С 1840 года цены на графит на мировом рынке значительно поднялись.

Если С.И. Черепанов планировал поставлять графит для изготовления плавильных тиглей, то Алибер видел перспективу его использования карандашном производстве. Для изучения технологии добычи графита и карандашного производства Жан-Пьер совершает две поездки в Европу (в 1844 и 1846 гг.), имея с собой образцы ботогольского графита (!). Во время этих вояжей он посетил Францию, Германию, Швейцарию, Англию, в том числе Борроудельские графитовые рудники (Алибер, 1854). В Париже Алибер консультировался у французского минералога директора Горной школы А. Дюфренуа, который назвал образцы кладом для науки и промышленности (Андреева и др., 2017, с. 74).

Сам Алибер результаты своих поездок оценил так: *«С 1840 года, количество выделяемых Брокманом карандашей, по случаю истощения графита, значительно*

уменьшилось и, между прочим, замечено, что и самое достоинство их далеко было ниже противу прежнего. ...Известные карандаши Брокмана производились только в Англии и были хороши, собственно потому, что готовились из чистого самородного графита, в натуральном его виде. Засим все прочие карандаши делаются хотя и из графита, но весьма дурного качества...». И далее он резюмирует: «Вполне понимая, какую может составить важность открытие новых средств к замене утраченного достоинства прежних английских карандашей, я принял твердую решимость употребить все возможные меры к достижению этой цели» (Алибер, 1854).

В то время пока Черепанов добивался признания месторождения в казну, Алибер изучал карандашное производство в Европе. И как уже упоминалось выше, не видя перспектив использования ботогольского графита, в 1847 году Черепанов продает свои права на месторождение Алиберу.

Вернувшись в Иркутск Алибер, начинает готовить поисковую экспедицию. На одной из акварелей Алибера, изображающей Тунку, есть надпись: «Приготовление моей отправки на розыски графита 25 августа 1847 года». Надпись на другом рисунке гласит: «Ночлег мой с розыскной партией под Нухудабанским гольцом 4 сентября 1847 года». Таким образом поисковый отряд добрался до Ботогола только в начале сентября.

Первоначально поиски графита проводились у подножья гольца, затем переместились на его вершину (рис. 5). Первые же шурфы показали присутствие графитовой руды, но по словам Алибера: «...качество первого добытого мной минерала далеко не соответствовало моим ожиданиям» (Алибер, 1854). Извлекаемая из шурфов порода использовалась для строительства хижин-укрытий, очагов и кузнечных горнов. 16 сентября были обнаружены «знаки графита хорошего качества» и в честь этого события даже был устроен праздник для рабочих. В середине ноября по глубокому снегу поисковая партия возвратилась в Тунку.



Рис. 5. Фрагмент рисунка Алибера «Отыскание месторождения Графита на Ботугольском гольце 12 сентября 1847 года».

Fig. 5. Fragment of Aliber's drawing "Finding a graphite deposit on the Botugol mount in September 12, 1847".

Убедившись, что на Ботоголе есть предпосылки обнаружения графита хорошего качества, Алибер начинает заниматься отведением земли под графитовый прииск. Согласно официальному разрешению, полученному в октябре 1848 года, он был обязан добывать ежегодно не менее 100 пудов графита, при этом ему давалась десятилетняя льгота по уплате налогов. Прииск был назван Мариинским. (Кудрявцев, 1936, с. 28). Для прииска был отведен участок на вершине гольца, площадью 250000 кв. саж. (чуть более 1 км²). Участок был вытянут в северо-западном направлении, это объясняется представлением самого Алибера о геологии участка: «Месторождение графита расположено значительно ниже вершины горы... судя по выходу графита на дневную поверхность... графит простирается по прямой линии с севера на юг, через самый центр хребта и, следовательно, можно предположить, что залежи графита находятся в этой части горы» (Горный... 1879, с. 348–349).

В марте 1849 года на Ботогол отправляется разведочная экспедиция и завозятся материалы для будущего прииска. На одном из рисунков Алибера можно насчитать до 15 санных упряжек. Последующие 4 года на гольце идут горные работы, обустроивается прииск и поселок для рабочих. В том месте, где осенью 1847 года была встречена хорошая руда,

начала пробиваться шахта. На прииске трудится «до 100 человек, которые по сие время, занимаясь непрерывно круглый год днем и ночью, сделали выработки графита и гранита в капитальной шахте... в трех местах и в трех разведках всего пространства 254 куб. саж. (почти 2500 м³ — авт.)» (Горный... 1879, с. 346). Таким образом, из ствола шахты, глубиной 18 м и поперечного размера — 9.5 м, было вынута около 1500 м³ горной породы и ещё около 1000 м³ из боковых горных выработок (рис. 6). К началу 1853 г. уже было добыто около 200 пудов графита, который, также не удовлетворял запросам Алибера. Большая часть графита шла в отвалы. «Между худым карандашным камнем попадались прожилки рассеянного и сжатого в мелкие зерна хорошего графита; но прожилки эти вообще были ничтожны и негодны к употреблению. ...Таким образом без особенного успеха шли дела мои в разведке рудника до 1853 года» — подводил итог своих работ Алибер.

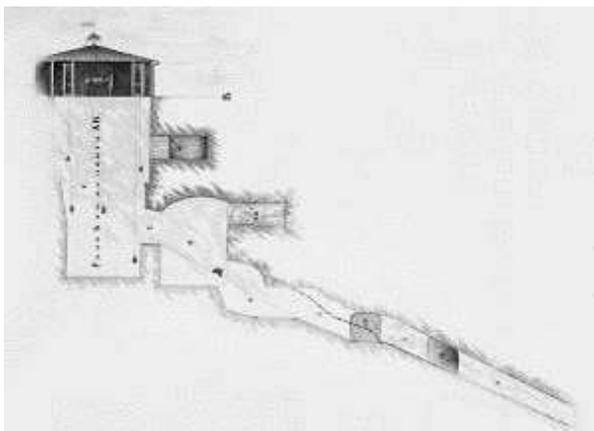


Рис. 6. Чертеж Мариинского рудника, составленный Алибером.

Fig. 6. Sckech of the Mariinsky mine compealed by Aliber.

Первые обнадеживающие результаты работ на руднике появились в 1853 г., когда было вскрыто мощное гнездо качественного графита. Но радость оказалась преждевременной. «...Я был поражен чрезвычайным оборотом моего дела, поставившим меня в самое затруднительное положение: гнездо

графита, которое залегало довольно большой массой, вдруг совершенно выработалось и далее представились одни только разломы пластов гранита, в трещинах которого едва только заметны были признаки графита» — писал Алибер. Но эта неудача не охладила решительность Алибера найти хорошую руду (Алибер, 1854). 3 февраля 1854 г. в «боковой выработке» шахты и был обнаружен графит «действительно превосходнейшего качества». К концу года из нового штрека было добыто около 400 кг руды: «Открытый мной сибирский ботогольский графит, по свойственной ему крепкости, отлично распиливается во всю длину куска, по желанию, даже на самые тонкие части и имеет при том чрезвычайную плотность... а потому будет употребляться, как и прежний знаменитый Кумберландский, в натуральном виде, и из него можно будет делать все виды карандашей...» (Алибер, 1854).

В декабре 1856 г. между Жан-Пьером Алибером и бароном Лотарь фон Фабером, владельцем одной из самых старых и известных карандашных фабрик в мире (г. Штайн, близ Нюрнберга, земля Бавария) был заключен контракт о поставках графита на карандашную фабрику. В течение пяти лет (1856–1861 гг.) Алибер должен был поставить на фабрику 2500 пудов графита первого и второго сорта. Обязательства по поставке графита были выполнены досрочно.

1857-1858 года являются периодом расцвета прииска. Созданный на вершине гольца архитектурно-технический комплекс рудничных сооружений вызывал и продолжает вызывать удивление и восторг путешественников (рис. 7). Это было настолько необычно для Сибири, что на прииск стремились попасть все путешественники, оказавшиеся в этом районе. Здесь в полной мере раскрылись организаторские и художественные таланты Алибера. Геолог и изыскатель Сибирской железной дороги Л. Ячевский так охарактеризовал деятельность Алибера: «Это не был промышленник, который захватив месторождение ценного ископаемого, вдобавок ископаемого, находящегося в самых тяжелых естественных условиях, только и думает о том, как бы извлечь заключающиеся в нем богатства с наибольшей для себя выгодой, — это был художник, который все, что

делал подчинял законом эстетики» (Ячевский, 1899).

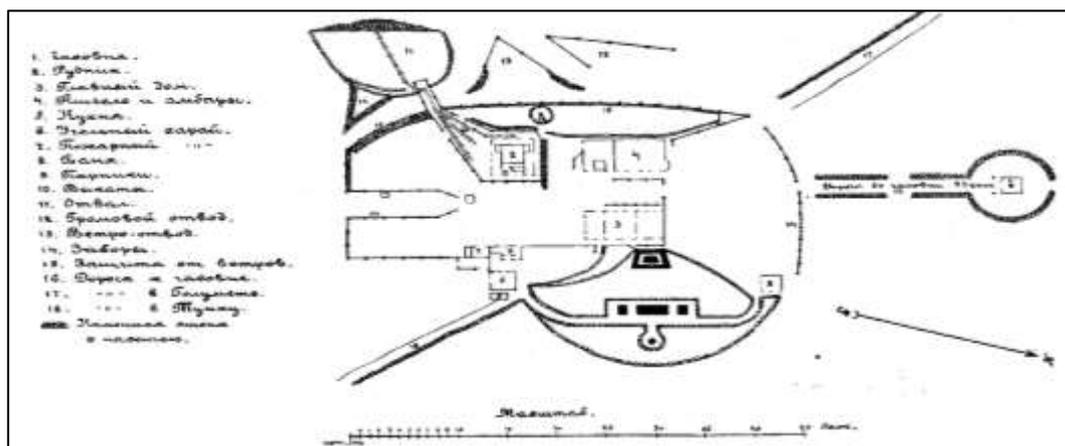


Рис. 7. План сооружений на Мариинском прииске в 1855 году.

Fig. 7. Plan of the Mariinsky mine in 1855.



Рис. 8. Сохранившиеся фрагменты Мариинского рудника (2021 г.): справа — вход в шахту; слева — ветрозащитные стены.

Fig. 8. Surviving fragments of the Mariinsky mine (2021): on the right — an entrance to the mine; on the left — windproof walls. В 1860 г. Жан-Пьер Алибер останавливает добычу графита и уезжает во Францию. Позднее права на рудник он передал российской казне. Окончательно причины такого поступка остаются неизвестными.

Последующие владельцы рудника ещё в течении полвека вывозили графит из отвалов Алиберовского рудника. И лишь в начале 1940-х годов началось планомерное изучение месторождения советскими геологами. В 1940–60-х годах было открыто и затем частично выработано несколько десятков рудных залежей.

Заключение

Открытие и разработка знаменитого Ботогольского графитового месторождения является яркой страницей в развитии горнодобывающей промышленности в Восточной Сибири. Первые находки графита в районе реки

Ботогол были сделаны местными охотниками, которые в 1838 году сообщили об этом начальнику Тункинского пограничного караула С.И. Черепанову. Благодаря Черепанову о находке графита в Восточных Саянах стало широко известно. Но единственным человеком, который увидел перспективы разработки месторождения, стал французский предприниматель Жан-Пьер Алибер, который не только смог понять коммерческую выгоду от добычи графитовой руды, но и прославил ботогольский графит на весь мир, как сырье для лучших в мире карандашей и материал для художественно-декоративного творчества.

В 1849 году на гольце были начаты целенаправленные горные работы, которые привели к открытию в 1854 году богатой рудной залежи. Для добычи графита на Ботогольском гольце по последнему слову техники был построен рудник, от которого и до настоящего времени сохранились некоторые фрагменты.

Анализ имеющихся документов позволяет относительно точно восстановить историю открытия и эксплуатации месторождения.

Литература

Алибер Ж.-П. Об отыскании графита в Восточной Сибири Тавастгусским первостатейным купцом Алибером // Вестник Императорского Русского географического общества. 1854. Кн. 3. Ч. 1.

Андреева И.П., Бессуднова З.А. Графит Алибера в Геологическом музее им. В.И. Вернадского // В мире минералов. Минералогический Альманах. Т. 25, вып. 1, 2020. С. 55–56.

Андреева И.П., Бессуднова З.А. Сибирский графит Алибера // Природа. 2017. № 11. С. 73–81.

Горный журнал. 1879. Т.1. С. 343–351.

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Выпуск 54: Графит // ФГБУ «Росгеолфонд», 2019.

Гранина А.Н. Разведчики сибирских недр / А.Н. Гранина. Иркутск: 1958. С. 43–77.

Зоркин В.И. Иркутские градоначальники. Книга первая: Воеводы и вице-губернаторы (1661-1764): учеб. пособие / В.И. Зоркин.– Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2006. С. 78–79.

Кудрявцев Ф.А. Из истории алиберовских графитовых приисков (1838 – 1931 гг.): По архивным

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,

Иркутский государственный университет,

г. Иркутск, ул. Лермонтова, 91,

Иркутский национальный исследовательский технический университет,

ведущий научный сотрудник, Сибирская школа геонаук 664033, Россия,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Хобта Александр Викторович,

кандидат исторических наук, Подразделение по сохранению исторического наследия ВСЖД,

664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 7,

Восточно-Сибирский центр научно-технической информации и библиотек — структурное подразделение Восточно-Сибирской железной дороги — филиал ОАО «РЖД»,

email: irk.sasha2@yandex.ru.

и печатным материалам / Ф.А. Кудрявцев // Известия общества изучения Восточно-Сибирского края. Иркутск: 1936. С. 26–45.

Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. М.: Наука, 1975. 123 с.

Отписка Иркутского воеводы Леонтия Кислянского Енисейскому воеводе князю Щербатову о розысканиях в разных местностях слюды и красок. // Дополнения к актам историческим, собранные и изданные археографической комиссией. Том 10 Санкт-Петербург: 1867. С. 330–333.

Отписки Иркутского воеводы Леонтия Кислянского Енисейскому воеводе князю Константину Щербатову о найденной по рекам Уре и Ангаре около Байкала слюде, о розысканию по р. Витиму голубой краски, о привезенных казаками из Монголии разного сорта красках, там добывающихся, и об осмотре им воеводою близ Иркутска горы, содержащей в себе нефть // Дополнения к актам историческим, собранные и изданные археографической комиссией. Том 10. Санкт-Петербург, 1867. С. 324–328.

Туре Л. Ж.-П. Алибер и история сибирского графита // В мире минералов. Минералогический Альманах. 2020. Т. 25, выпуск 1. С. 44–54.

Ферсман А., Писарев С. Пионеры Сибири: Пермикин, Алибер, Сидоров // Природа. 1921. № 10–12. С. 30–51.

Черепанов С.И. Отрывки из воспоминаний Сибирского казака. Казань: 1879. С. 51.

Ячевский Л.А. Алиберовское месторождение графита на Ботогольском гольце // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. СПб.: 1899. Вып. 11. С. 21.

Богданова Ирина Анатольевна,

*старший преподаватель,
664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,
Иркутский государственный университет,
email: irinairk@gmail.com.*

Snopkov Sergei Viktorovich,

*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Assistent Professor,
664003, Russia, Irkutsk, Karla Marksa str., 1,
Irkutsk State University,
Irkutsk, Lermontov str., 91,
Irkutsk National Research Technical University,
Leading Researcher, Siberian School of Geosciences 664033, Russia,
email: snopkov_serg@mail.ru.*

Khobta Alexander Viktorovich,

*Candidate of Historical Sciences, Division for the Preservation of Historical Heritage of the Supreme
Soviet Railways,*

664003, Irkutsk, Karla Marksa str., 7,

*The East Siberian Center for Scientific and Technical Information and Libraries is a structural subdi-
vision of the East Siberian Railway, a branch of Russian Railways,*

email: irk.sasha2@yandex.ru.

Bogdanova Irina Anatolievna,

*Senior Lecturer,
664003, Russia, Irkutsk, Karla Marksa str., 1,
Irkutsk State University,
email: irinairk@gmail.com.*

Экспедиции

УДК 910.2(079.3)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.166>

Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2017 году

С.Н. Коваленко^{1,2}, А.Д. Китов³, Е.В. Серебряков⁴, А.М. Афонькин⁴, Е.Н. Иванов³

¹Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия

²Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

³Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги экспедиций 2017 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН и Института земной коры РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, георадарные исследования ледника Перетолчина. Впервые было проведено исследование последнего «белого пятна» — открытой части ледника Радде, с описанием его структуры и GPS-метрией границ, а также традиционно проводился мониторинг погоды, изучение каменного потока «Активный» и Большой Мугувекской наледи.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, георадарные исследования, погода.

Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2017

S.N. Kovalenko^{1,2}, A.D. Kitov³, E.V. Serebryakov⁴, A.M. Afonkin⁴, E.N. Ivanov³

¹Irkutsk State University, Faculty of Geology, Irkutsk, Russia

²Pedagogical Institute of Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Institute of Geography named after V.B. Sochava SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of the expeditions of 2017 of students and teachers of the "Portulan" club together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the Institute of the Earth's Crust of the Russian Academy of Sciences to the area of Munku-Sardyk mount are presented, within the framework of which field scientific studies of nival-glacial formations, river and sloped aufeis, sloped landforms and their processes forming along the valleys of the White Irkut, Bugovek, Muguvek rivers: regime surveys of high-altitude aufeis, georadar studies of the Peretolchin glacier. For the first time, a study of the last "white spot" was carried out – the open part of the Radde glacier, with a description of its structure and GPS-metering of the boundaries, as well as traditional weather monitoring, the study of the active stone stream and the Big Muguvek aufeis.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, nival-glacial education, students' research works, regime observations of aufeis, ground-penetrating radar research, weather.

В 2017 г. к горе Мунку-Сардык продолжились экспедиции предыдущих лет при участии членов клуба Портулан, отчеты о которых опубликованы в Вестнике кафедры

географии в течение 2014 года (Коваленко, 2014, 2014а; Коваленко, Мункоева, 2014; Китов и др., 2014; Коваленко, Мункоева, 2014а; Китов и др., 2014) совместно с аспирантами и сотрудниками Институтов географии и земной коры СО РАН.

В результате камеральной обработки материалов полевых исследований этого года с применением ГИС-технологий обработки космоснимков и топокарт были уточнены характеристики гляциальных объектов, часть из которых была описана в статье (Коваленко и др., 2017).

16-я весенняя экспедиция

Экспедиция состоялась с 28 апреля по 6 мая 2017 г. (3 дня георадарные исследования и 8 дней исследование наледных и склоновых процессов, а также погодные наблюдения). В экспедиции участвовало 33 человека: 2 из ИГ СО РАН, 3 из ИЗК СО РАН и 28 из клуба Портулан. Активное участие приняли члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с.н.с., кандидат технических наук А.Д. Китов и н.с., кандидат географических наук Е.Н. Иванов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, аспиранты ИЗК СО РАН Серебряков Евгений и Афонькин Андрей, магистрант первого курса ИрГТУ Зорикто Багдаев.

Работа велась по следующим научным проблемам:

1. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года.

2. Склоновый рельеф и процессы его формирующие.

3. Геологическая характеристика района исследований.

4. Георадарные исследования нивально гляциальных объектов: ледников, гляциального озера, наледей, каменных глетчеров.

По проблемам 1–3 было сделано следующее:

- а) дано геолого-географическое описание 84 точек наблюдения и сделано 33 спутниковых навигационных треков по некоторым маршрутам, по периметру и опорным профилям наледей для вычисления их площадей;

- б) взят 41 срок метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облачность, ветер, комфортность, атмосферные осадки и др. атмосферные явления);

- в) анализировались природные условия перегляциальной зоны исследуемой территории.

По проблеме 4 было проведено георадарное профилирование главного языка ледника Перетолчина (в середине нижней части), перекрестное профилирование озера Эхой (по двум диаметрам), продольное профилирование Бол. Мугувекской наледи и площадное профилирование каменного потока Активный.

При проведении георадарных исследований (табл. 1) было отмечено, что на леднике Перетолчина было мало снега, а фирновые поля перемежались от средней плотности до сильной. Это делало проход по леднику более быстрым, но и опасным (вероятность срыва увеличивалась). Георадарное зондирование было проведено по большей площади ледника, чем в 2014 и 2016 гг. Профили начинались выше «Подушки» и проходили до скального борта ледника. При этом использовался глубинный режим зондирования, что позволило выделить профиль ложа ледника. По этим данным уточнены модели толщины ледника.

За период более 115 лет размеры и мощность ледника существенно сократились — площадь и длина в два раза, объем в 3.7 раза. Поднялась нижняя граница открытой части ледника на 184 м.

Исследование гляциального озера Эхой показало, что донные отложения начинаются на глубине 15–17 м, озеро не промерзает, толщина чистого льда около 5 м, ниже смесь воды и льда толщиной около 7 м и ниже слой воды около 5 м.

Каменный поток Активный перешел еще в более активную фазу: появилось множество трещин разрыва, особенно в верхней части шириной до 5 м.

По наблюдениям изменения ледника, термографии и донным отложениям озера Эхой, а также дендрохронологическим

исследованиям древесных пород района выявлена цикличность протекающих природных процессов как вековых, так и более коротких периодов (Суворов, Китов, 2017).

Общая характеристика условий работы

1. Было относительно холодно, ночью термометр опускался до минимальной температуры $-10.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в ночь с 3 на 4 мая), а днем поднимался до 10 и $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Теплые дни были 28–30 апреля, 6 мая, холодные 1–5 мая. Снега было не много, впервые шел дождь 1 мая, а снег выпал в ночь на 2 мая.

2. Более строгий пограничный пропускной контроль. Много пограничников, которые в 2–3 местах проверяли наличие пропусков и паспортов (на Стрелке, оз. Эхой и в п. Монды).

3. Много предприимчивых бурят на квадроциклах и буранах предлагало свои услуги по доставке рюкзаков и вещей до Стрелки. Из-за этого было много шума и выхлопных газов.

4. Из-за сухой теплой погоды с 1 мая был введен противопожарный режим и эвакуация туристов.

15-я летняя экспедиция

В этой экспедиции приняло участие шесть человек (три из ИГ СО РАН и три из клуба Портулан): члены РГО, сотрудники ИГ СО РАН – с.н.с., кандидат технических наук А.Д. Китов и н.с., кандидат географических наук Е.Н. Иванов; преподаватель Иркутского государственного университета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, аспирант ИГ СО РАН В.Ю. Белоусов, студент третьего курса геологического факультета ИГУ А.А. Яковлев.

Работа осуществлялась двумя автономными группами, условно названными отрядами гляциологов и геологов. Некоторые маршрутные работы проводились совместно, но большинство исследований отдельными маршрутами. Гляциологи работали с 20 по 31 июля, геологи — с 20 июля по 10 августа. Общее содержание и график проведения выполненных полевых работ представлен в табл. 2.

Работа велась по следующим научным проблемам:

1. Гляциальная геоморфология района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян).

2. Геолого-географические особенности территории горного массива Мунку-Сардык.

3. Погодно-климатические наблюдения.

По выше обозначенным проблемам, в течение более чем 20 полевых дней (см. табл. 1) было сделано следующее.

1. С.Н. Коваленко и А.А. Яковлевым совершено 19 маршрутов, в которых дано геолого-географическое описание 244 точек наблюдения, сделано 43 спутниковых навигационных треков по некоторым маршрутам, отобрано 15 проб, 73 образца, 38 шлифов, проведено летнее обследование всех режимных высокогорных наледей.

2. Собран богатый статистический структурный материал — свыше 400 замеров контактов (магматических, жил, даек, разломов), слоистости, полосчатости, сланцеватости, минеральной линейности, штрихов скольжения и т. п. На основе этого материала дана предварительная кинематическая и динамическая характеристика геологической структуры района и сделаны предположения о месте формирования осадочного (активная окраина континента) и магматического (энсиалический окраинно-континентальный тип) комплексов.

3. Установлено широкое развитие сульфидной минерализации и обнаружено две новых точки трещинной минерализации алюмокалиевых квасцов (горное масло), развитие обеих связано с контактными ореолами жильного комплекса, предположительно, монцонитов.

4. Изучены магматические (габбро, диориты, монцониты, граниты, пегматиты, гранитогнейсы и др.), метаморфо-метасоматические (гнейсы, сланцы, метапесчаники, мраморы, метабазальты, бластомилониты, милониты, катаклазиты, какириты, скарны, роговики и др.) породы.

5. Выявлено четыре участка угрозы современного развития селей (нижняя часть каменного потока Активный, левый борт верхней части каньона Мугувека, живая Белоиркутская осыпь в правом борту Белого Иркутка и участок под нижнем окончанием наледи Разломной в левом борту Белого Иркутка недалеко от Стрелки). Сели на первом и втором участках можно наблюдать летом в любое время и даже легко заснять на видео, что мы

и сделали в этом году. Это будет уже третий случай съемки нами видео развития и движения селевых потоков по склону (первый видеофрагмент был снят в мае 2014 г. на живой Белоиркутской осыпи. Тогда это был грязекаменный сель, а здесь мы наблюдали классическую схему последовательного развития горного селевого потока от воднокаменного до грязе-воднокаменного. Эти участки развития селей необходимо отметить в качестве одних из самых замечательных, показательных и поучительных в этом районе. Отснятое нами видео можно демонстрировать студентам на занятиях по общей геологии.

6. Выявлена причина асимметричности поперечных профилей трогов палеоледников долин Белого и Среднего Иркутов, Мугувека, Жохоя и Буговека.

Морены, особенно осыпного типа, развиты наиболее мощно по долине Белого Иркуту у подножия хр. Катька Дура, т. е. по правому борту. Здесь они залегают высокими буграми. А по левому борту они маломощные и часто совершенно не скрывают цокольных поверхностей плечей трогов, а по правому из-за мощных моренных отложений, эти плечи выше и не столь явно проявлены, т. к. местами перекрыты вблизи коренного склона мощными современными и древними пролювиальными селевыми и десперсионно-дерупционным материалом.

Бугры из морен, скорее всего, связаны с развитием (как и сейчас) в прошлом мощных конусов выноса с окружающих ледник склонов хребтов (хр. Катька Дура).

В долине Мугувека наблюдается несколько иная картина. Там мощность морен по обоим бортам долины примерно равная, с преобладанием, как и по Белому Иркуту, несколько более мощных морен в виде бугров у подножия хр. Катька Дура. Такое, более или менее симметричное строение трога Мугувека связано с тем, с правого борта Мугувека возвышается тоже достаточно высокий хребет. Но видимо из-за того, что этот хребет был дополнительно эродирован руч. Горелова, вдоль него морены все же не столь мощно развиты, как по левому, у подножия

хр. Катька Дура. Здесь, как и на Белом Иркуте, у подножия этого хребта развиты бугры, которые местами перекрыты или размыты вблизи коренного склона мощными современными и древними пролювиальными селевыми и десперсионно-дерупционными потоками.

По Среднему Иркуту мощных морен в среднем его течении вообще нет, т. к. по обоим бортам его отсутствуют высокие скальные хребты.

Такая же картина наблюдается и по долине Жохоя, где в его верховьях морены одинаково развиты по обоим бортам долины (до оз. Егоровского). Затем более мощные морены наблюдаются только у подножия хр. Нижне-Ишундинского до траверса пер. Архаров (лагерь Жохойский), а далее более мощные морены (до бугров) наблюдаются вдоль подножия хр. Западного.

7. Взято 124 срока метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное и барометрическое давление, облачность, ветер комфортность, осадки и др. атмосферные явления).

Наблюдения за погодными условиями проводились стационарно на базовых лагерях, а также в маршрутах. В этом году было относительно тепло, как ночью в пределах от 4,4 до 12,2 °С, так и днем от 7 до 24 °С. Все дни на базовых лагерях на границе леса и ниже (2100 и 1800 м) были теплыми. Сильно жарко было 8 августа перед непогодой и выпадением первого снега в горах выше 2200 м (в ночь с 9 на 10 августа). Затяжных ненастий не было, отмечались лишь почти ежедневные послеобеденные и вечерние грозовые кратковременные дожди.

Гляциологическим отрядом в составе А.Д. Китова, А.Н. Иванова и В.Ю. Белоусова были сняты показания термографов, установленных на четырех высотных уровнях: низ ледника у термометра Перетолчина, над оз. Эхой, на уровне границы леса и на Стрелке рр. Мугуек и Белый Иркут. К сожалению, термохрон над оз. Эхой прекратил работу —

данные утеряны. На останце Фараон 28 января 2017 г. была зарегистрирована минимальная температура $-30,2$ °С. На границе леса температура 20 ноября 2016 г. понижалась до $-31,63$ °С, а 28.01.2017 г. она опускалась до $-30,9$ °С. На Стрелке минимальная температура была зафиксирована 20 ноября 2016 г. и составила $-29,7$ °С, а 28 января она была $-29,5$ °С.

Взят отчет с минимального термометра Перетолчина, установленного в 1900 году, минимальная температура на котором за зиму 2016-17 гг. составила $-30,8$ °С (табл. 3).

12. Анализировались природные условия перегляциальной зоны исследуемой территории (Суворов, Китов, 2017).

13. Проведено очередное обследование каменного потока Активный, на поверхности которого были отмечены большие подвижки и образование новых широких трещин.

14. При исследовании ледника Перетолчина отмечается значительная его деградация. Прослеживается не только прогрессивное засыпание осыпной мореной нижней открытой части ледника, но и значительно понижение верхней границы. Самая верхняя часть под вершиной перешла в состояние многолетнего снежника, отделившись от основной массы ледника. Верхняя граница понизилась примерно с высоты 3485 м до высоты основного хребта цирка 3440 м.

15. Впервые систематически обследован ледник Радде и проведена его съёмка с помощью спутниковых навигаторов.

Исследования ледника Радде выявили его своеобразные особенности. Фактически там два ледника — один упирается в другой, образуя наверху в цирке углубление и подпрудное озеро (оз. Верхнее). Основной ледник, спускаясь с вершины Эскадрилья в северо-западном направлении, а затем в средней части почти на 90 градусов поворачивает к северу и круто спускается. В отличие от наблюдений с соседних хребтов (казалось, что он довольно пологий на верхнем участке), он оказался довольно крутой и перемещение по нему без кошек было бы невозможно. Вероятно, он

лежит на ригеле, по которому стекает с вершины, а затем поворачивает и течет вниз. В юго-западном направлении он образует крутой сброс. Другой ледник стекает с северного, северо-западного склона цирка и упирается нижней частью в разреженные поверхностные осыпные морены или покрытый льдом ригель, образуя в самой нижней части озеро, которое в момент наблюдения было затянута тонким льдом с плавающими кусками фирна, сорвавшимися с основного ледника. При наблюдении с основного ледника казалось, что упирающийся в него ледник объемный в верхней своей части, но при подъеме на хребет оказалось, что это умирающий при-склоновый (пристенный) ледник.

По сравнению с прошлым годом основной ледник существенно деградировал, просел в нижней части языка и еще больше забронировался поверхностными моренами. Кроме того, в моренном поле осыпной морены, расширилось до значительных размеров озеро Провальное. Так, что ледник Радде теперь имеет три озера — наверху, внизу и небольшое озеро перед фронтом осыпной морены у пер. 26-го Партсъезда. Схема структуры ледника представлена на рисунке.

Следует отметить, что в этом году отмечается наибольшее стаивание ледников массива. Фактически не сохранились многолетние снежники, большая их часть перешла в стадию сезонных. Все это результат выпадения в районе теплых дождей со 2 по 4 июля, когда по данным метеостанций в поселках Орлик и Монды при температуре $10-15$ °С и $15-20$ °С выпало соответственно 51 и 24 мм осадков в виде града и ливней. Сильно отреагировали на дожди ледники и снежники, а вот наледи стояли не все. Сохранилась значительная масса льда у Большой Белоиркутной наледи.

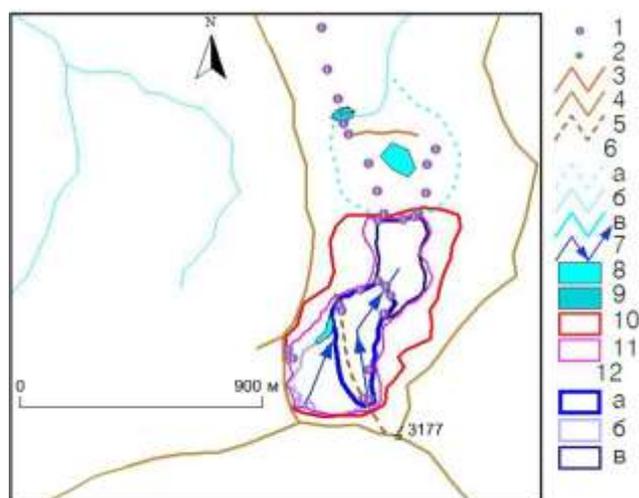


Рисунок. Схема строения ледника Радде.

1 – точки наблюдения спутниковой навигации; 2 – вершина Эскадрилья; 3 – передовая гряда современных осыпных морен; 4 – основные хребты; 5 – предполагаемая линия разграничения частей ледника А и Б; 6 – водотоки (а – пересыхающие и подземные реки, б – малые ручьи, в – большие ручьи); 7 – направление движения льда открытых частей ледника; 8 – современные озера (соответственно с юга на север – на открытой части ледника оз. Верхнее, впервые отмечено В.Н. Золотаревым (2014), на осыпной морене — оз. Провальное, у подножья конечной осыпной морены — Озерко Радде, отмеченное на топокартах); 9 –

озеро по топокарте; 10 – граница ледника выделенная по топокартам 1960-х лет; 11 – граница ледника выделенная по космоснимкам, как один ледник Радде; 12 – уточненные границы отдельных частей ледника (а – открытая часть основной части — Радде-А, б – деградировавшая часть — Радде-Б, в – поверхностные осыпные морены открытой части ледника Радде-А).

Figure. Scheme of the structure of the Radde Glacier.

1 – satellite navigation observation points; 2 – the Squadron summit; 3 – forward ridge of modern scree moraines; 4 – main ridges; 5 – assumed hidden cross-bar of the glaciers A and B section; 6 – water streams (a – drying and underground rivers, b – small creeks, c – large creeks); 7 – direction of glacier movement; 8 – modern lakes (respectively, from south to north - on the open part of the glacier of Lake Superior, first noted by V.N. Zolotarev (2014), on the scree moraine — Lake Failed, at the foot of the final scree moraine — Ozerko Radde, marked on topographic maps); 9 – lakes according to the topographic map; 10 – boundary of the glacier allocated from the topographic maps of the 1960s; 11 – boundary of the glacier highlighted from space images, as one radde glacier; 12 – specified boundaries of glaciers (a – open part of the main glacier Radde-A, b – degraded glacier Radde-B, c – surface moraines of the tongue of glacier Radde-A).

Т а б л и ц а 1

Описание профилей георадарного зондирования весной 2017 г.

Table 1

Description of georadar sensing profiles in spring 2017

№ п/п	№ профиля	№ файлов	Длина, м	Описание
Ледник Перетолчина северный				
1	ПР 1	0001-0003	376.00	профиль с запада на восток
2	ПР 2	0004-0006	342.00	профиль с востока на запад
3	ПР 3	0007	20.00	магистральный профиль м/у ПР 2 и ПР 4
4	ПР 4	0008	318.00	профиль с запада на восток
5	ПР 5	0009	26.00	магистральный профиль м/у ПР 4 и ПР 6
6	ПР 6	0010	227.00	профиль с востока на запад
7	ПР 7	0011	18.00	магистральный профиль м/у ПР 6 и ПР 8
8	ПР 8	0012	143.00	профиль с запада на восток
9	ПР 9	0013	39.00	магистральный профиль м/у ПР 8 и ПР 10
10	ПР 10	0014	134.00	профиль с востока на запад
11	ПР 11	0015	34.00	магистральный профиль м/у ПР 10 и ПР 12
12	ПР 12	0016	49.00	профиль с запада на восток
13	ПР 13	0017	70.00	продольный профиль по нижней части ледника с юга на север
14	ПР 14	0018	345.00	продольный профиль по снежнику в низовьях ледника с юга на север
Озеро Эхой				
15	ПР 15	0019	213.00	профиль по направлению с юга на север

16	ПР 16	0020	175.00	профиль по направлению с запада на восток
Наледь Большая Мугувекская				
17	ПР 17	0021	405.70	продольный профиль по наледи сверху вниз
Каменный глетчер				
18	ПР 18	0022	104.00	профиль от склона к уступу (сверху вниз), метки — крупные трещины отрыва
19	ПР 19	0023	93.00	профиль от уступа к склону (снизу вверх), метки — крупные трещины отрыва
20	ПР 20	0024	112.00	профиль от склона к уступу (сверху вниз), метки — крупные трещины отрыва
21	ПР 21	0025	94.00	профиль от склона к уступу (сверху вниз), метки № 1 и 2 — начало и конец структуры отседания (провал), остальные метки — крупные трещины отрыва
22	ПР 22	0026	79.00	профиль от склона к уступу (сверху вниз)

Т а б л и ц а 2

Описание маршрутов экспедиции, июль–август 2017 г.

T a b l e 2

Resource requirements by component Description of the expedition routes, July–August 2017

Дата	Отряда геологов	Отряда гляциологов
20.07.17	Заезд в лагерь Буговек-1 и его обустройство	
21.07.17	Маршрут по Буговеку в его верховья	
22.07.17	Маршрут по водоразделу Белого Иркута и Буговека (С. Коваленко, А. Яковлев, В. Белоусов)	Переход с лагеря Буговек-1 на лагерь в районе Стрелки
23.07.17	На Ср. Иркут через Нуху (С. Коваленко, А. Коваленко, А. Яковлев, В. Белоусов)	По Мугувеку к леднику Перетолчина (снятие показаний термохронов) (А. Китов и Е. Иванов)
24.07.17	Работа по Ср. Иркуту с ночевкой на лагере Среднеиркутном	Переход к кару Уютный. Ночевка в верховьях Бел. Иркута
25.07.17	Маршрут по Ср. Иркуту в его верховья	Дневка (плохая погода)
26.07.17	Маршрут-переход на лагерь Буговек-1	На ледник Радде (изучение ледника, GPS-метрия)
27.07.17	Переход на лагерь Портулан. Маршрут в районе лагеря Портулан	Переход в лагерь Геологический
28.07.17	Маршрут вниз по Бел. Иркуту и руч. Ледяному	Переход в лагерь Портулан. Обследование каменного потока Активный
29.07.17	Маршрут по Бел. Иркуту и Мугувеку	Портулан: Бел. Иркут – Мугувек
30.07.17	Маршрут вниз по Белому Иркуту и руч. Ледяному. Вынос проб и образцов к тракту	Переход Портулан – Буговек-1
31.07.17	Маршрут-переход на лагерь Геологический (С. Коваленко, А. Коваленко, А. Яковлев)	Выезд в Иркутск
1-2.08.17	Маршрут вверх по Бел. Иркуту руч. Наледному	Обработка результатов
3.08.17	Ненастье (камеральный день)	
4.08.17	Маршрут по хребту с вершиной Катька Дура	
5.08.17	Переход на лагерь Дом-2	
6.08.17	Маршрут вверх по Мугувеку до оз. Эхой	
7.08.17	Маршрут в каньон Мугувека и вверх по руч. Горелова	
8.08.17	Маршрут-переход до лагеря Портулан	
9.08.17	Ненастье (камеральный день)	
10.08.17	Выход с лагеря Портулан и выезд в Иркутск	

Показания минимально термометра Перетолчина за период современных наблюдений (наблюдения Перетолчина 1901–1907 гг., наши наблюдения — 2007–2017 гг.)

Table 3

Readings of the Minimum Thermometer of Peretolchin for the period of modern observations (Peretolchin observations of 1901–1907, new observations — 2007–2017)

1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907					Тср.	Дисп.
–36	–35.5	–33.5	–35.5	–32.4	–35	–34.2					–34.59	1.66
–31.5	–34.2	–37.3	–34	–34.2	–38.4	–33.2	–34.1	–35.5	–31.7	–30.8	–34.08	5.49
–31.5	–34.2		–34	–34.2		–33.2	–34.1	–35.5	–31.7		–33.55	1.84
2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017		

Во втором ряду современных наблюдений пропущены экстремальные значения

16. Сделано 260 (общим объемом 1.16 Гб) технических снимков С.Н. Коваленко, 444 снимка (общим объемом 1.27 Гб) А.Д. Китовым, 147 фото (общим объемом 996 Мб) В.Ю. Белоусовым.

17. Отснято С.Н. Коваленко и А.Д. Китовым 67 видеофрагмент высокого HD разрешения (общим объемом 5.79 Гб).

18. Расширен ареал распространения редкого растения, жившего еще до оледенения — сосюреи Дорогостайского (более 8 экз.) по долине Белого Иркутта. Вид эндемичен для северной Монголии и Саян. В соответствии с Красной книгой Республики Бурятия известно единственное ее местонахождение — в Окинском районе в верховьях р. Забит (Восточный Саян – хр. Пограничный), представляющее собой самую северную точку в ареале вида. Вид распространен в горах Хэнтэя и Хангая, Центрального Алтая на Катунском хребте (Сосюрея Дорогостайского... 2014).

19. За двадцать дней экспедиции видели и большую часть видимого сняли на видео: стадо из примерно 30 взрослых и маленьких особей горных козлов, семью горностаев, северных пищух (*Ochotona hyperborea*), кедровок, белок, бурундуков, воронов, множество копытных лемингов и следов их деятельности, за что они и получили свое имя.

Литература

Золотарев В.Н. Мунку-Сардык : фотоальбом / В.Н. Золотарев. – Иркутск: ООО «Ориент», 2014. – 132 с.

Китов А.Д. Вторая 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык и сезонные особенности

прохождения / А.Д. Китов, К.А. Вишняков, П.С. Бадминов, И.Г. Крюкова, А.И. Оргильянов // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014. – № 2–3. – С. 78–83.

Китов А.Д. Третья 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык клуба Портулан / А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, И.В. Балязин, С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014а. – № 4. – С. 75–80.

Коваленко С.Н. О границах и объемах современного оледенения района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014. – № 1. – С. 19–31.

Коваленко С.Н. К возрасту рельефа в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014а. – № 4. – С. 56–65.

Коваленко С.Н. Признаки и следствия завершения 11-летнего погодного цикла в районе Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014б. – № 2–3. – С. 61–63.

Коваленко С.Н. Тринадцатая весенняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан на Мунку-Сардык в 2014 году // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. – 2014в. – № 1. – С. 85–87.

Коваленко С.Н., Лихтарович Э.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. – 2021. – Т. 1. № 1. – С. 78–90.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.М. Гидрологические исследования 2014 г. в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб.

гос. академии образования.– 2014.– № 2–3.– С. 53–60.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.М. Летняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан на Мунку-Сардык в 2014 году // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.– 2014а.– № 2–3.– С. 95–97.

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Иванов Е.Н., Лихтарович Э.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2014–2016 годах // Геология и окружающая среда.– 2021.– Т. 1, № 1.– С. 102–108.

Сосюра Дорогостайского [Электронный ресурс] // Красная книга Республики Бурятия.– 2014 : сайт.– URL: http://minpriroda-rb.ru/redbook/2014/detalnoe-opisanie.php?ELEMENT_ID=44674. (дата обращения: 17.01.2022).

Суворов Е.Г. Изменчивость природных условий перигляциальной зоны массива Мунку-Сардык (Восточный-Саян) / Е.Г. Суворов, А.Д. Китов // ГиПР.– 2017.– № 1.– С. 152–162.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

тел.: (3952)20-16-39,

Педагогический институт ИГУ,

доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,

664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,

тел.: (3952) 24-04-91,

email: igrug@mail.ru.

Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук,

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,

Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 42-74-72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Иванов Егор Николаевич,

кандидат географических наук,

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1

Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН,

научный сотрудник,

тел.: 89021734413,

email: egoryo@bk.ru.

Серебряков Евгений Валерьевич,

аспирант ИЗК СО РАН,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

тел.: 89245479155,

email: serebryakov.e.v@mail.ru.

Афонькин Андрей Максимович,

аспирант ИЗК СО РАН,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН.

Kovalenko Sergei Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Assyistent Professor of the Dynamic Geology Chair,

tel.: (3952)20-16-39,

Pedagogical Institute of ISU,

Assyistent Professor of the Geography, Life Safety, and Methodology Chair,

664011 Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya str., d. 6,

tel.: (3952) 24-04-91,

email: igpug@mail.ru.

Kitov Alexander Danilovich,

Candidate of Technical Sciences,

664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,

Sochava Institute of Geography, CO RAS,

Senior Research Fellow,

tel.: (3952) 42-74-72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Ivanov Egor Nikolaevich,

Candidate of Geographical Sciences,

664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,

Sochava Institute of Geography, CO RAS,

Research Fellow,

tel.: 89021734413,

email: egoryo@bk.ru.

Serebryakov Evgeny Valeryevich,

andspirant IZK SB RAS,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

t. el.: 89245479155,

email: serebryakov.e.v@mail.ru.

Afonkin Andrey Maksimovich,

andspirant IZK SB RAS,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS.

Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых и зрелых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, учебные пособия, сборники научных трудов. Важное место отводится тематическим обзорам и событиям научно-учебной деятельности вузов по профилю издания. Важной задачей журнала является опубликование научных статей (в авторстве или соавторстве) студентов, аспирантов и молодых научных сотрудников.

Ответственность за достоверность изложения фактов в публикуемых материалах, плагиат (вольный или невольный) несут авторы. Все заимствованные в рукописи элементы (графика, текст, первичные данные) должны обязательно сопровождаться соответствующими корректными ссылками или разрешением правообладателя.

Мнение редколлегии может не совпадать с мнением авторов. Журнал является рецензируемым. Опубликование рукописей бесплатное. Гонорар авторам не выплачивается.

Рукописи статей присылаются на электронные адреса редакции или ответственного секретаря: kaf-dinamgeol@mail.ru или igrug@mail.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приемка работ в рукописном или бумажном виде, требующем технического оформления, возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Максимальный объем научной статьи — 1.5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК; название статьи; фамилия и инициалы авторов, название учреждения; аннотация и ключевые слова на русском языке. Аннотация должна содержать не более 15 строк, количество ключевых слов — не более 8.

Шрифт основного текста — Times New Roman, размер 14, межстрочный интервал 1, поля по 2.5 см. Представлять работы необходимо в формате текстового редактора Word или RTF. Более подробная информация об авторах дается в конце статьи (см. примеры в последнем выпуске).

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании; все местные географические названия должны быть проверены. Применяется международная система единиц измерения СИ. В расчетных работах необходимо указывать авторов используемых программ.

Не допускается использовать при наборе:

- более одного пробела;
- формирование красной строки с помощью пробелов;
- автонумерацию (нумерованные и маркированные списки) в главах и абзацах;
- принудительные переносы.

Вставленные в работу рисунки, необходимо дублировать отдельными файлами рисунков размером не менее 10x15 см и разрешением не менее 300 dpi, в следующих графических форматах: .jpg, .crt и .cdr. Количество рисунков в статье не должно превышать 10. Рисунки должны иметь все необходимые обозначения и подписи.

Ссылки на рисунки приводятся в круглых скобках в формате: (рис. 1) или (рис. 1, 2) или (рис. 1–4).

Если рисунок единственный в статье, то он не нумеруется, а слово «рис.» в подписи к нему не пишется. Ссылка на него — рисунок.

При представлении материалов по конкретным объектам, статья должна содержать обзорную карту или схему, на которой показан район исследований. На картах необходимо указывать географические координаты, а на рисунках — ориентировку и линейный масштаб. Обозначения сторон света, широт и долгот должны быть указаны на русском языке.

Вставленные в работу таблицы книжного формата, должны иметь ширину не более 16 см, альбомного — 20 см; табличный шрифт Times New Roman, размер 11, межстрочный интервал 1, иметь сквозную порядковую нумерацию в пределах статьи, ссылки на таблицы приводятся в круглых скобках в формате: (табл. 1) или (табл. 1, 2) или (табл. 1–4). Если таблица единственная в статье, то она не нумеруется, а слово «Таблица» в названии не пишется. Ссылка на нее — таблица.

Перед тем, как вставить в статью диаграммы Excel и Word, их необходимо преобразовывать в рисунок формата .jpg. Формулы и уравнения, на которые в статье делаются ссылки, следует печатать с красной строки. В формулах между знаками ставятся пробелы.

Длинные формулы необходимо разбить на несколько строк (с учетом печати текста в две колонки). Перенос в формулах допускается делать в первую очередь на знаках соотношений, во вторую очередь — на многоточии, на знаках сложения и вычитания, в последнюю — на знаке умножения в виде

косого креста. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разрывается формула при переносе, должен быть повторен в начале следующей строки.

Формулы и уравнения нумеруются в порядке следования по тексту статьи с правой стороны. Ссылки в тексте на формулу или уравнение обозначаются числом в круглых скобках: (1), (2), (3).

В журнале принято использование разделительного знака точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

Статью желательно разбивать на разделы, отражающие ее содержание. Допускаются следующие стандартные рубрики статьи: «Введение», «Исходные данные», «Методы исследования», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы», «Заключение»; можно ввести раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца. Если работа выполнена при поддержке какого-либо гранта или технической поддержке преподавателя или аналитика, то эта информация приводится в конце статьи с рубрикой «Благодарности».

В конце рукописи необходим список использованной литературы, оформленный в соответствии с правилами библиографического описания литературных источников. Цитируемая литература приводится в конце статьи под заголовком «Литература» в алфавитном порядке: сначала русские работы, затем иностранные.

При ссылках на литературу в тексте работы приводятся фамилия автора с инициалами (двух авторов или первого автора в сочетании с «и др.»), если количество авторов три и более) и год публикации в круглых скобках, например: «как сообщает А.И. Петров (2016)». Если автор публикации в тексте не указывается, то ссылка должна иметь следующий вид: «по данным (Петров, 2016) это...». Ссылки на публикации одного и того же автора, относящиеся к одному году, обозначаются буквенными индексами: (Петров, 2016а, 2016б, 2016в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в годично-алфавитном порядке: (Белов и др., 2017; Сидоров, 2016; Natton, 2014; Peyerl et al., 2018) (см. примеры в последнем выпуске).

В списке литературы работы не нумеруются, инициалы имен и отчеств пробелом не отделяются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац.

Пример:

Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) / М.А. Федонкин // Проблемы геологии и минералогии.– Сыктывкар : Геопринт, 2016.– С. 331–350.

Марков А.В. Происхождение эукариот как результат интеграционных процессов в микробном сообществе [Электронный ресурс] / А.В. Марков, А.М. Куликов // Доклад в Институте биологии развития 29 января, 2019.– Режим доступа: http://evolbiol.ru/dok_ibr2009.htm. (дата обращения: 23.10.2021). Допускаются ссылки на открытые отчеты геологических фондов.

Требуется акт экспертизы и официальное направление от организации на опубликование статьи в журнале Геология и окружающая среда на бланке организации (в электронном виде в формате JPEG). Ссылки на неопубликованные материалы других авторов и организаций не допускаются.

На отдельной странице в редакцию присылается авторская справка, содержащая фамилию, имя, отчество, ученую степень, звание, должность, место работы, почтовый адрес, телефон, факс и адрес электронной почты каждого автора. Необходимо указать фамилию автора, ответственного за прохождение статьи в редакции. Желательно указать трех специалистов, работающих по тематике статьи, как возможных рецензентов. Решение по вопросам рецензирования рукописей принимаются редколлегией.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, редколлегией журнала не рассматриваются.

Почтовый адрес редакции: 664003, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета.

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru.

Редколлегия журнала